

岩石礦物礦床學

第十五卷 第一號

(昭和十一年一月一日)

研究報文

三成分系透輝石-曹長石-灰長石熔體の粘度に就きて(第二報, 完).....理學士 可兒 弘 一

累帶構造をなす斜長石成分變化曲線作製と其の實例.....理學士 本間 不二男

日高三石產柘榴石に就て(2).....理學士 吉村 豐文

筑前國志賀島產火成岩の分化現象に就きて(3).....理學士 自在丸 新十郎
.....工學士

研究短報文

石川產 Perthite の化學成分.....理學士 河野 義禮

稷田洞產霞石中の淡綠色鱗灰石.....理學士 大森 啓一

會 報

東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室內
日本岩石礦物礦床學會

The Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

President.

Shukusuké Kôzu (Editor in Chief), Professor at Tôhoku Imperial University.

Secretaries.

Manjirô Watanabé (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Jun-ichi Takahashi (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Seitarô Tsuboi (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.

Jun Sudzuki (Editor), Professor at Hokkaidô Imperial University.

Tei-ichi Itô (Editor), Ass.-Professor at Tôkyô Imperial University.

Assistant Secretary.

Kunikatsu Seto, Ass.-Professor at Tôhoku Imperial University.

Treasurer.

Katsutoshi Takané, Ass.-Professor at Tôhoku Imperial University.

Librarian

Tsugio Yagi, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

Members of the Council.

Kôichi Fujimura, *R. S.*

Muraji Fukuda, *R. H.*

Tadao Fukutomi, *R. S.*

Junpei Harada, *R. S.*

Fujio Homma, *R. S.*

Viscount Masaaki Hoshina, *R. S.*

Tsunenaka Iki, *K. H.*

Kinosuke Inouye, *R. H.*

Tomimatsu Ishihara, *K. H.*

Nobuyasu Kanehara, *R. S.*

Ryôhei Katayama, *R. S.*

Takeo Katô, *R. H.*

Rokurô Kimura, *R. S.*

Kameki Kinoshita, *R. H.*

Shukusuké Kôzu, *R. H.*

Atsushi Matsubara, *R. H.*

Tadaichi Matsumoto, *R. S.*

Motonori Matsuyama, *R. H.*

Shintarô Nakamura, *R. S.*

Kinjiro Nakao, *R. S.*

Seijirô Noda, *R. S.*

Takuji Ogawa, *R. H.*

Yoshichika Ôinouye, *R. S.*

Ichizô Ômura, *R. S.*

Veijirô Sagawa, *R. S.*

Toshitsuna Sasaki, *H. S.*

Isudzu Sugimoto, *K. S.*

Jun-ichi Takahashi, *R. H.*

Korehiko Takenouchi, *K. H.*

Hidezô Tanakadatê, *R. S.*

Iwawo Tateiwa, *R. S.*

Shigeyasu Tokunaga, *R. H., K. H.*

Kunio Uwatoko, *R. H.*

Manjirô Watanabé, *R. H.*

Mitsuo Yamada, *R. H.*

Shinji Yamané, *R. H.*

Kôzô Yamaguchi, *R. S.*

Abstractors.

Yoshinori Kawano,

Isamu Matiba,

Osatoshi Nakano,

Tadahiro Nemoto,

Kei-iti Ohmori,

Kunikatsu Seto,

Rensaku Suzuki,

Jun-ichi Takahashi,

Katsutoshi Takané,

Tunehiko Takenouchi,

Shizuo Tsurumi,

Manjirô Watanabé,

Shinroku Watanabé,

Tsugio Yagi,

Bumpei Yoshiki.

岩石礦物礦床學

第十五卷 第一號

昭和十一年一月一日

研究報文

三成分系透輝石-曹長石-灰長石

熔體の粘度に就きて (第二報, 完)

理學士 可兒 弘 一

緒 言

三成分系透輝石-曹長石-灰長石熔體を其成分により 21 種に分ち其中 16, 種の粘度に就きては既に本誌(第十二卷, 第五號)上に掲載せり。然れども殘部 5 種即ち灰長石及其附近の成分の粘度は熔體温度著しく高きを以て從來の裝置にては測定困難なりき。其後電氣爐の發熱體グローバーの改良, 電氣爐の取扱の熟練等により 1600°C 附近の高温迄も粘度を測定するを得るに至りたれば灰長石他 4 種の粘度を更に測定せり。茲に其概要を報告せん。

實 驗 試 料

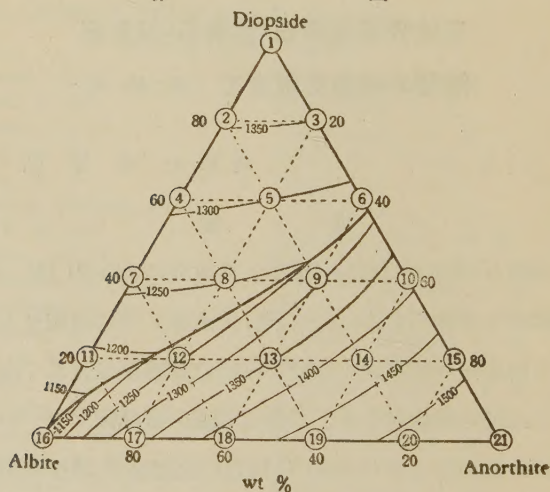
第一圖は Bowen の研究に係る三成分系 Di-Ab-An の熱平衡圖に實驗試料の成分を番號を以て記入せるものなり。今回測定せるものは Nos. 14, 15, 19, 20 及 21 の 5 種にして, 他の 16 種は既に測定を終り發表せるものなり

第一表は今回粘度を測定せる成分と平衡圖より概測せる熔體より斜長石の晶出し始むる温度とを示す。

第 一 表

No. of Charge	Composition in wt-%			Temperature at which plagioclase commences to crystallize in the melt.
	Diopside	Albite	Anorthite	
14	20	20	60	ca 1420°C
15	20	0	80	ca 1480
19	0	40	60	ca 1470
20	0	20	80	ca 1515
21	0	0	100	1550

第 一 圖



實驗の結果

實驗の結果は第二表、第三表及び、第四表に示せり。第二表は荷重(W')と一分間の廻轉數(S)との關係、第三表は k 及び k' の値、第四表は粘度値なり

第二圖は三成分系 Di-Ab-An の全般に亘れる粘度測定の結果を圖示せるものにして、前回測定せる No. 1~No. 14 及び No. 16~No. 18 の 16 種に更に今回測定の結果を添加す。本圖は Di-Ab, Ab-An, Di-An, Di-Ab-An の

四系に區分し、今回測定せる No. 15 及び No. 21 は Di-An 系, No. 19, No. 20 及び No. 21 は Ab-An 系, No. 14 は Di-Ab-An 系に屬す。第二圖に見るが如く Nos. 14, 15, 19 及び 20 の粘度曲線は各々矢を以て示せる 1420°C, 1480°C, 1470°C 及び 1515°C 附近に於て急激に傾斜を變化す。これ斜長石が晶出し始むるが爲にして、第一表に於ける Bowen の平衡圖より概測せる斜長石の晶出温度とよく一致するを見るべし。然るに灰長石熔體(No. 21)は其結晶點 1550°C に於て粘度を激増し其温度以下の測定不能なり。

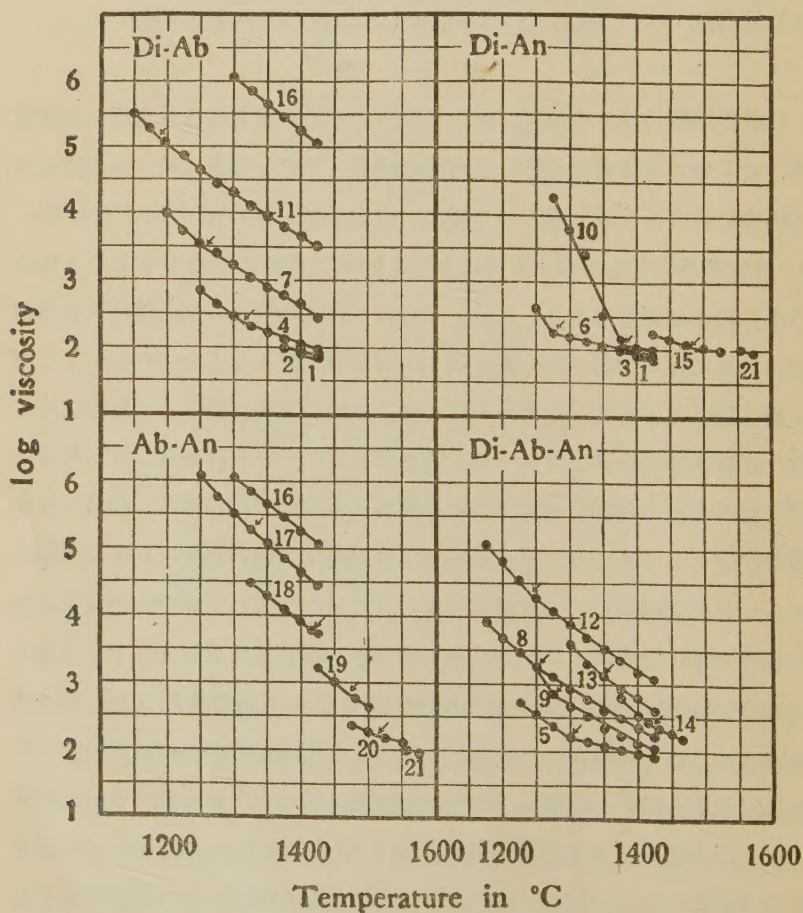
概 説

珪酸鹽熔體の種々の温度に對する粘度の中岩石學上或は其應用たる窯業等に於て最も重要視する點は其熔體が結晶し始むる温度に於ける粘度なり本研究に於ける三成分系中の三種の二成分系即ち Ab-An, Di-Ab 及び Di-An は岩漿系の基本をなすものにしてこれ等三礦物の粘度を知ることは岩石學の根本知識を得ることなれども特にこれ等熔體より初成礦物の初發温度の粘度は吾人の常に知らんと欲する所なり。然れども今日に至るまでこの種の精密なる研究を見るを得ざりき。今回の實驗に於てもこれ等温度に對し直接其粘度を測定せざりしと雖も其附近に於ける諸温度に對し粘度を測定せるを以て其點を連結せる粘度曲線より結晶初發の温度に相當する粘度を作圖上より求め得たり。其結果は直接測定の値に比すれば多少精粗のあるべきは勿論なれども其概要を知る上に且つ異なる成分の粘度を比較考察する點に重要缺くべからざるものなり。其結果は第五表に示すが如し

系 Ab-An 即ち斜長石系の結晶作用に就きては從來諸學者によりて注意を拂はれたれども嚴密なる研究はカーネギー地球物理研究所に於て始めて行はれたるものにして特に Bowen の研究に係れるものを主とす。同研究によれば斜長石中其結晶の合成によりて容易に得らるゝものは、An 分子の多き種類にして、100% An の如きは其結晶點 1550°C より數度降下せし

むる時は熔體は直ちに全部結晶す。粘度測定の場合も 1555°C 迄測定し得たるも其れ以下にては粘度急増して測定不可能に陥れり。これ全く結晶作用の迅速なるによれり。An 成分を減ずるに従ひて結晶速度は漸次減ずるもの、如く 25% An 迄は liquidus 及び solidus を測定し得たるも 20% An 及び其れより An 分子の少きものは solidus を決定するを得ざりき。この主な

第 二 圖



卷二

[illegible]

第 三 表

Temp. in °C.	2Di. 2Ab. 6An		2Di. 8An.		4Ab. 6An.		2Ab. 8An.		An.	
	k	k'	k	k'	k	k'	k	k'	k	k'
1575	0.0836	0.89
1565	0.0903	0.89
1555	0.0969	0.89
1550	0.1138	1.15
1525	0.0908	0.84	0.1291	1.14
1500	0.0982	0.83	0.2907	1.86	0.1471	1.14
1480	0.3777	1.88
1475	0.1068	0.82	0.1765	1.15
1465	0.1307	0.90
1450	0.1514	0.91	0.1210	0.83	0.5260	1.89
1430	0.1729	0.91
1425	0.1372	0.85	0.7445	1.89
1415	0.2046	0.91
1400	0.2411	0.92
1375	0.3121	0.91

る原因は熔體の粘度の増大するが爲と 思考せらる。第五表によれば 100% An の粘度は其の結晶點にて $\log \eta = 2.05$ なれども、40% An に於ては 3.78 となり、20% An に於ては 5.21 に急増し、0% An 即ち pure albite に於ては 7.62 の如き高値を示せり。余の行へる粘度測定の全般を通じて觀るに、熔體の粘度其結晶温度に於て約 5.5 に達すれば結晶作用は 不可能なるが如し若しか、る熔體にて結晶を行はしめんとせば熔媒の存在を必要とす。火山岩の石基の結晶間隙に玻璃を存するは恐らく其粘度約 5.5 以上に至れる場合に形成せらるるものと思考せらるなり。曹達長石及び加里長石の人工結晶を其乾熔體(dry melt)より作り得ざるが爲めに斜長石屬に比してアルカリ長石の研究の進歩せざるは周知の事實なるが曹達長石の 1100°C に於ける粘度は 前述の如く約 7.62 なるに對し加里長石の 1170°C に於ける粘度($\log \eta$)は一層大にして約 8.90 に達す。

擱筆するに當り、終始御懇篤なる御指導と 御鞭撻とを賜りたる 神津先生に衷心より感謝す。

第 四 表

Temp. in °C	2 Di. 2 Ab. 6 An.		2 Di. 8 An.		4 Ab. 6 An.		2 Ab. 8 An.		An	
	η' (poises)	$\log \eta'$	η'	$\log \eta'$	η'	$\log \eta'$	η'	$\log \eta'$	η'	$\log \eta'$
1575	89.90	1.9440
1565	97.30	1.9881
1555	106.88	2.0289
1550	132.19	2.1212
1525	97.95	1.9910	156.21	2.1937
1500	108.77	2.0365	458.15	2.6610	185.79	2.2690
1480	648.19	2.8117
1475	121.54	2.0847	236.49	2.3738
1465	158.79	2.2008
1450	193.07	2.2857	143.39	2.1565	1005.10	3.0022
1430	230.15	2.3620
1425	169.32	2.2287	1593.00	2.2022
1415	287.61	2.4588
1400	357.52	2.5533
1375	503.27	2.7018

第 五 表

No. of Charge	wt %			Temperature of beginning of crystallization	Viscosity($\log \eta$) corresponding to liquidus.
	Di	Ab	An		
1	100	0	0	1391	1.92
2	80	20	0	1354	2.01
4	60	40	0	1310	2.35
7	40	60	0	1260	3.43
11	20	80	0	1185	5.20
16	0	100	0	1100	7.62
15	20	0	80	1480	2.08
10	40	0	60	1390	2.03
6	60	0	40	1278	2.18
3	80	0	20	1350	2.01
17	0	80	20	1330	5.21
18	0	60	40	1415	3.78
19	0	40	60	1470	2.86
20	0	20	80	1515	2.22
21	0	0	100	1550	2.05

累帶構造をなす斜長石成分變化 曲線作製法と其の實例

理學士 本間不二男

内 容 目 次

緒 言

成分變化曲線作製の順序

消光位變化曲線作製上の注意

成分變化曲線作製上の注意

例一、花崗岩中の一斜長石

例二、石英閃綠岩中の一斜長石

例三、石英安山岩中の一斜長石斑晶

例四、複輝石安山岩中の一斜長石斑晶(1)

例五、同(2)

結 言

緒 言

筆者は1931年秋より翌年初夏迄 スイス國バーゼル大學の岩石礦物學教室に於いて、同教室教授ラインハルト氏が同年公にされたる 經緯鏡臺法¹⁾による斜長石測定法に従ひ、斜長石の測定を行つた。此の間同年12月偶々ライツ社にて經緯鏡臺用接物レンズUM3及び4が作製され、同教室に届けられた。此の接物レンズの完成によつて經緯鏡臺法による斜長石の測定は劃紀的に其の精確さを増したものと信ずる。依つて筆者は當時測定しつつあつたボルネオの安山岩中の斜長石について中心より外縁に至る成分の變化を出来るだけ精しく測定する事を試み、翌年四月末迄に十數箇の測定を了へ、其の一部を同年公にした。²⁾

之より先き本邦に於いては神津博士³⁾及び渡邊學士が駒ヶ岳噴出の浮石中

1) M. Reinhard, Universaldrehtischmethoden, 1931.

2) F. Homma, Über das Ergebnis von Messungen an zonaren Plagioklasen aus Andesiten mit Hilfe des Universaldrehtisches, Schweiz. Min. Petr. Mitt, XII, 345~352, 1932.

3) 神津倅祐, 渡邊新六, 駒ヶ岳火山中の斑狀斜長石の研究, 岩石礦物礦床學VI, 51~69, 1931 (昭6)

の斜長石斑晶¹⁾に就て、根本學士は三瀧の玄武岩質安山岩中の斜長石に就いて同様の研究を公にされ、又リットマン²⁾氏はイスキアの粗面岩中の斜長石斑晶について同様の研究を公にした。然し筆者の測定は UM 3 及び 4 を用ゐて測定を行ひたる最初の結果であり、斜長石成分變化の状態が前研究者の結果より多少細密に表現せられたものと思はれた。

筆者は歸朝の後、1934 年秋より 1935 年春にかけて更に十數箇の測定を行ひ、漸やく之が測定と表現に對し一定の規矩を設くるの要あるを感じるに至つたので、1935 年春其の新分類³⁾を豫報にし同學諸賢の御叱正を仰ぐことにした。

茲に述ぶる所は此の成分變化曲線を作製するに當り、筆者が行ひたる方法と其の實例の一部である。

成分變化曲線作製の順序

成分變化曲線の作製は次の如くして行はれる。

1. 測定すべき累帶構造の最も明かに見ゆる位置にて、其の斜長石の顯微鏡寫眞を撮り、此の上に結晶の中心より外縁に向つて一直線を引き、變化曲線を作成すべき斷面の位置を示す(第 3, 6, 8, 10 及び 12 圖参照)。

2. 次に薄片を経緯鏡臺に載せ、顯微鏡寫眞と同位置に結晶をおき、此の斷面に沿ひ接眼レンズ・マイクロメーターを用ゐて各帶の幅を測り(第 4 圖参照)、結晶斷面の最内部を基點とし之より右に順次之より外なる帶の幅に比例する長さを探り、以つて變化曲線の横軸を作る。此の横軸は最初に造る消光位變化曲線及び後に造る所要の成分變化曲線の兩者に用ゐらるるも

1) 根本忠寛、仙臺市外三瀧附近に發達せる安山岩質玄武岩中の斜長石に就て岩石礦物礦床學, VI, 74~80, 1931 (昭 6)

2) A. Rittmann, Geologie von Ischia, Zeitsch. f. Vulk. Supl., VI, 208~210, 1930.

3) 本間不二男、斜長石累帶構造の分類(豫報)、地質學雜誌, XLII, 298~299, 1935 (昭 10)

のである。

3. 次に經緯鏡臺の三軸を適當に廻轉し、各帶が最も明瞭に見ゆる一の定まれる位置に結晶を置き、顯微鏡の載物臺を廻轉して、各帶の消光位を測定す(第4圖參照)。

4. 次に消光位變化曲線の縱軸を造り、3項にて得られたる讀みの範圍の度盛を此の上に行ふ(第4圖參照)。

5. 然らば3項にて得たる讀みを縱軸上の價とし、2項にて得たる長さを横軸上の價として消光位變化曲線を得べし(第4圖參照)。此の際各帶の消光位を連ねて一の曲線とするに當り次の注意事項を觀察記入するを要す。(a)相接する帶の間の消光位が漸變的なるか、不連續的なるか。(b)相接する帶の間に甚しき融蝕作用ありや否や。(c)一の帶については包裹物有無、多少、其の種類。(d)一見一の帶と見ゆるものの中に更に微かなる消光位の變化ありや否や(第4圖參照)。

6. 經緯鏡臺法により測定可能なる幅廣き帶を成る可く多數測定し、測定箇所と其の成分とを消光位變化曲線の上に示す(第4圖參照)。然る後測點の間に挟まらるる部分の成分を間挿法により $An\%$ を以つて分割す。斯くして得られたる區分の長さは An の 1% に對し各部必ずしも同様ならず。

7. 6項に基き縱軸を An の 1% について等間隔なる曲線即ち成分變化曲線を作製す(第5圖參照)。

8. 此の曲線中に大融蝕、成分の激變せる點あらば、此の内外により帶群(group)を分ち、之より小なる變化を以つて更に小帶群を分つ要を認むる時は亞(帶)群(subgroup)を分ち、通常反覆構造を呈し成分の差 15~5% An 位なるものを帶(zone)となし、一の帶中に見らるる小變化は微小帶(microzone)として示し、一帯が二三の微小帶の群に分ち得るときは之を亞帶(subzone)として區別す。而して是等の區分の限界は成分變化曲線圖表の上段に示さ

るものとす(第5, 7, 9, 11 及び13 圖参照)。

消光位變化曲線作製上の注意

消光位の測定を精確に行ふには暗室を必要とするも光源は普通の白色電燈である。但し此の光は十分明くし、顯微鏡の光線を取入る。鏡以外に光線の散逸することを防ぐため、ライツ社製ステラー・ランプを用ゐる。(然し此のランプも尙側面及び上前方に洩れる光量が多いから、更に此の漏洩を防ぐ必要がある)。

消光位の測定を始めるに先立つて、累帶構造の可成りよく見え、同時に光學性を測定し得る程幅の廣き帶(普通 0.03 耗以上あれば十分なり)が適當に分布する斷面を探す事が大切である。此の爲め隨意に如何なる結晶をも測定する事は事實上不可能になる。

結晶を探し求めたる後に各帶の幅の測定に着手すべきは既に述べた所であるが、此の時二帶の間に成分の漸移があるか否かに疑問ある場合には直ちに經緯鏡臺の二の垂平軸を廻轉して、二帶の境界を顯微鏡筒軸と平行なる位置に持ち來り、其の真相を確めなければならぬ。二帶の間の消光位が實際には不連續なる場合でも其の境界面が鏡筒軸と著しく平行を失する時

圖 版 說 明

第 2 圖 經緯鏡臺直接法より測定成分に對する 2V の大いさを示す圖。

(・ 1934~1935 測定安山岩, × 1931~1932 測定安山岩, ⊙ 深成岩)

第 3 圖 花崗岩中の斜長石(XY は第 4 及び 5 圖作製斷面)。

第 4 圖 第 3 圖太線に沿ふ消光位變化曲線(左端は結晶の中心にして右端は外縁)。

第 5 圖 第 3 圖斷面に沿ふ成分變化曲線(左端は中心、右端は外縁)。

第 6 圖 石英閃綠岩中の斜長石(XY は第 7 圖作製斷面)。

第 7 圖 第 6 圖斷面に沿ふ成分變化曲線。(左端は中心、右端は外縁)

第 8 圖 石英安山岩中の斜長石(XY は第 9 圖作製斷面)。

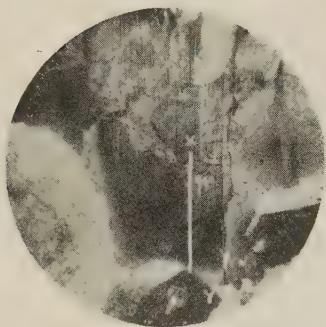
第 9 圖 第 8 圖斷面に沿ふ成分變化曲線(左端は内部、右端は外縁)。

第 10 圖 複輝石安山岩中の斜長石(1)(XY は第 11 圖作製斷面)。

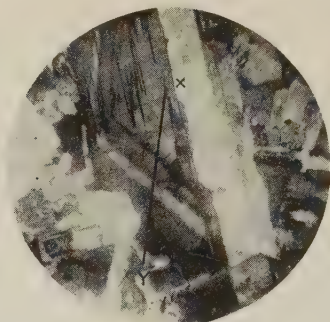
第 11 圖 第 10 圖斷面に沿ふ成分變化曲線(左端は中心、右端は外縁)。

第 12 圖 複輝石安山岩中の斜長石(2)(XY は第 13 圖作製斷面)。

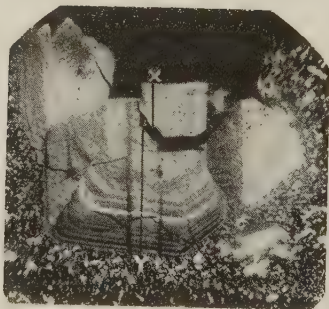
第 13 圖 第 12 圖斷面に沿ふ成分變化曲線(左端は中心、右端は外縁)。



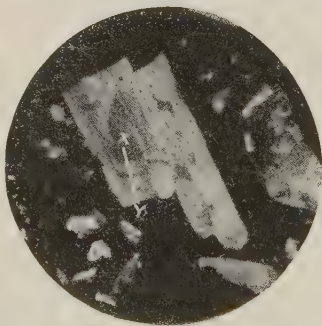
3



6



8

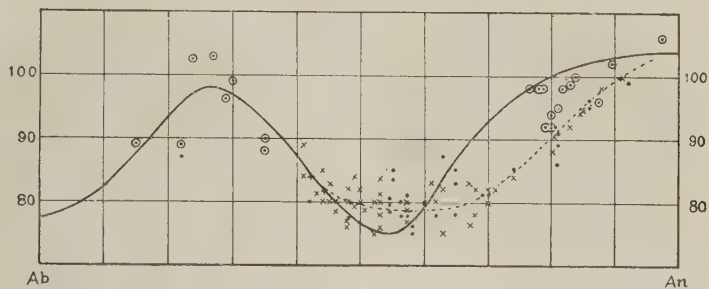


10

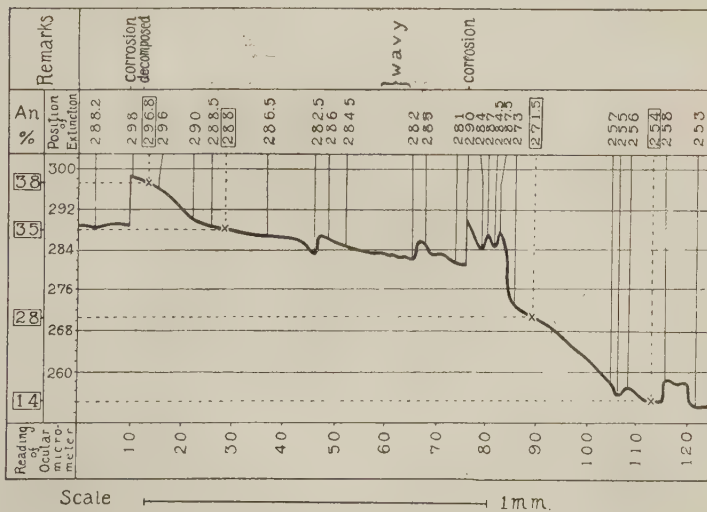


12

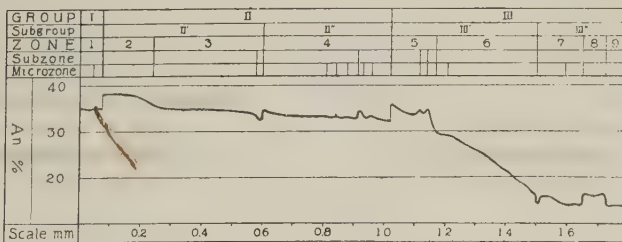
2



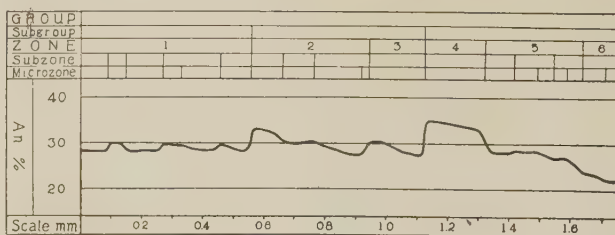
4



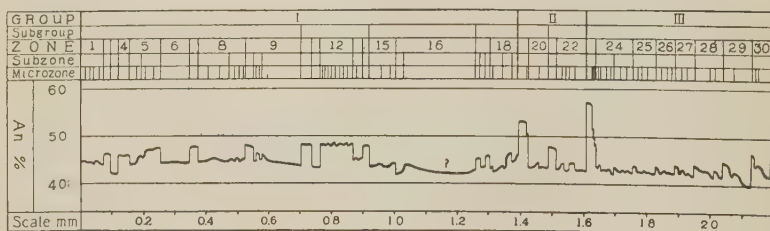
5



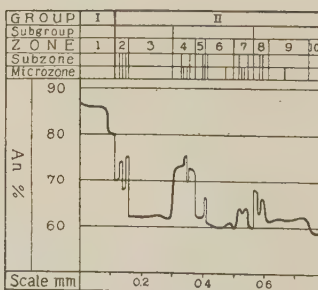
7



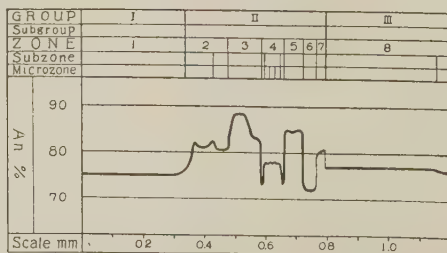
9



11



13



には境界面を斜に見るため消光位が漸移する如く見える。従つて累帯構造の眞相を知る爲めには經緯鏡臺を使用する事が絶體に必要である。

二帯の境界面が融蝕により複雑なる曲面を以つて接する時は境界面を鏡筒に平行に持ち來す事が出来ぬから如何なる位置に於いても急なる變化ではあるが漸移する如く見える。然し一般には其の境界の何處かには不連続なる事を示す部分があつて其の眞相を曝露するのが普通である。

各帯の幅と其の境界の連續、不連續の測定を了へたる後、經緯鏡臺の三軸を種々に廻轉し、測定すべき部分の各帯の消光位の差が最も甚しい位置を探し求め、此の位置を手帳に書きとつておく。而して出来るならば薄片を動かさずして總ての帯の消光位が測定し得る様な位置に豫め移動しておく。(但し現今は半球下にて薄片を平行に移動することの出来る装置があるから薄片の向きをかへること無く移動することが出来る。而して大なる結晶を測定するには此の装置が殆ど絶對に必要である。)

然る後に結晶の内部より各帯の消光位を漸次に測定して行く。(勿論薄片は傾いて居るのであるから鏡筒を上下して常に焦點を合せなければならぬ)。此の消光位測定に當つては一の帯でも部分によつて消光位を異にする時は二三の點について夫々測定を行はなければならぬ。此の際若し一の帯が連續的變化をなす場合には 1.0° 又は 0.5° なる度数の讀みに當る位置を測る事が出来る。一の點の消光位の測定は少くも 5 回位づつは載物臺を右及び右廻りに之を行ひ、以つて其の平均値を取らなければならぬ。かくて帶數の稍多き 1 耗位の長さの斷面では測定 100 箇所を越え、載物臺の廻轉 1000 回を越える事が少くない。

第 1 圖に微小帶として區別した部分の測定は以上の各帯の測定が終つた後、經緯鏡臺の三軸を廻轉し、目的の一帯の構造が最もよく見える位置に置き。各微小帶の消光位の關係を更に明かにする事によつて得らるものであ

る、此の消光位を正しく測る事は不可能な場合もあるが、然も變化の趨勢、即ち漸變・急變・不連續の程度は人體之を知る事が出來、又た微小帶の數も決定する事が出来る。各微小帶間の實際の成分の差は多くの場合 1% An 以下であるから、之を正しく決定する必要もなく、又た測定の不可能な場合が多いので、單に其の趨勢のみを示す事になる。但し其の變化の趨勢は岩漿の當時の物理化學的状況を物語るものであるから可成り大切である。

以上の如き測定を行ひたる後、包裹物を含む帶と其の包裹物の大いさ、種類等を決定すれば、消光位變化曲線は自ら作製されるのである。茲に最後に注意すべきは此の包裹物帶を決定する時にも、必ず境界面を鏡筒軸と平行に持ち來つて觀測を行はねばならぬ事である。然らざれば包裹物は屢々隣接する帶中にも包まるるが如く誤認せられ、又た規則正しく二帶に配列するものも不規則に散在する様に誤つて觀察する事が普通である。

成分變化曲線作製上の注意

消光位變化曲線を作製せる後、均質にして幅廣き帶を選びて經緯鏡臺法により斜長石の光學及形態學的位置の測定を行ふ。此の測定は各帶の相互關係を明かにする事を最も主たる目的とするものであるから、帶を異にするに従つて光學的要素を「異なる形態學的要素」に對比して其の成分を決定し(例へば或る帶は(010)に他の帶は(001)に對比して成分を測定するが如し)、或は異なる圖表に對比して(Reinhard 圖表と Berek 圖表を交互に用ゐるが如し)其の成分を決定する事は之を避けなければならぬ。

經緯鏡法を行ふに當つて用ふべき半球の屈折率は測定すべき礦物の屈折率に近きものが望しい。筆者の使用せるものは $n=1.564$ にして、此の場合には半球と斜長石との間の屈折率の差によつて起る α , β , γ 及び $2V$ の補正は事實上不用である。

UM 3 或は 4 を用ゐて測定を行ふ場合には各迴轉軸の迴轉とも、普通の

場合、角の讀みの誤差は 1° 以内である。元より此の測定に當つては各角の讀みを決定するには少くとも精確なりと思はる測定 10 回以上の平均値を取らなければならぬ。即ち測定上の誤りは簡人誤差及び器械の構造上より起る誤差を含ませても、成分の決定に對しては 圖表の不完全によつて起さるる誤差には及ばないのである。況んや成分の相對的變化に對しては同一人が同一器械及び同一圖表中の同一曲線を用ゐて測定を行ふ場合には殆ど誤差が無視せられてよいと考へられる。

從つて最も普通的なる形態的要素 ((010) が最良) と光學的要素 α, β, γ 軸との關係を示す曲線が其の成分決定に用ゐられればよい譯である。即ち Berek 氏の Mikroskopische Bestimmung mit Hilfe der Universaldrehtischmethoden, 1924 の Tafel 3 中の (010) の曲線又は Reinhard 氏の Universal Drehtischmethoden, 1931 の Tafel

第 1 圖

2 中の (010) の曲線が用ゐられればよい譯である。兩圖表の曲線は An %70~40 の間に於いて著しき相異があり、70~100 の間に於いても成分區劃の仕方に稍相異がある(第 1 圖参照)。

實際に筆者が取扱つた各種の安山岩、花崗閃綠岩、閃綠岩、斑瀾岩等の場合では (010) の極は An %70~40 の間に於いて Berek の曲線の近くに落ちるものが多い。依つて筆者は Berek の曲線



光軸面上に於ける (010) の極
 (・ 1934~1935測定)
 (× 1931~1932測定)

1) M. Berek, Mikroskopische Bestimmung mit Hilfe der Universaldrehtischmethoden, 1924.

に據り成分の推定を行つてゐる。測定した(010)の極が曲線上に落ちない時は此の極から曲線に垂線を下し、曲線との交點を以て其の成分とした。但し(010)の極が曲線内側に落ちるときは垂線を數本下し得る場合が生ずる。然し此の時には Reinhard 曲線も直ぐ近くにあるので著しい誤りに陥らぬ。

而して測定が完全に行はれた場合に於いても、圖表が不正確であるため 5%位迄の誤りが起り得るのであるから、此の圖表を用ゐて作製せる成分變化曲線は飽く迄も相對的のものであつて、全體として若干%の An を多く或は少く計算してゐる事になる。

此の基礎となる曲線は別に本邦の岩石に未だ此の圖表を用ゐる以外に簡單なる方法がない。

斜長石を經緯鏡臺によつて測定してゐる間に驚ろかされた事は光軸角の大きさを以ては斜長石の成分を推定し得ない事であつた。斜長石の如く γ - β や β - α の小なる礦物では、光軸角は α , β , γ の極めて小なる變化に對しても甚だ敏感である。勿論光軸の位置を正確(東西の廻轉水平軸の廻轉の讀みを 1° 以内の誤差にする)に決定する事は UM 3 又は 4 を用ゐても經緯鏡臺法中最も困難なる仕事の一であるが、實際の測定の結果では此の如き測定の上の誤差とは考へられない所の大きさに達する(第 2 圖參照)。此の事實に就いては神津博士及びシュペンハウエル氏も既に注意してゐられるが、筆者も常に經驗する所であつて、 $2V$ が同成分の帶に於いても斯く不定なる事は、其れ自身興味ある現象であるにしても、斜長石の成分を決定する目的を以て $2V$ を測定する事の根據を失はしむるものである。更に注意

1) 神津傲祐、渡邊新六、前出。

2) Spaenhauer, Über das Ergebnis von Messungen an synthetischen Plagioklassen mit Hilfe des Universaldrehtisches, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 13, 356~365, 1933.

すべき事は筆者の測定せる安山岩中の斜長石光軸角は $An\ 60\sim 90$ の間に於いて現今教科書中に圖示せらるものより遙に小さく、又た $40\sim 60$ の間に於いては稍々大なるが如く見える。第2圖中の太い破線は此の傾向を示したものであつて、本問題は更に資料を集めて後日述べる事にする。

經緯鏡臺下では上述の方法で測定し得ない帶をも種々なる測定法により測定し得るのであるが、誤差を一様にし相互の關係を狂はせない爲めには、既述の如く同一人が同一器械を用ゐ、同一ウォルフ紙を同方向に向けて使用し、同一圖表に照して成分を決定し、中間の成分は消光位變化曲線を利用し間挿法により決定する事を以つて最良の方法とする。但し測點の数が少く二測點間の成分の差が $15\ An\ \%$ 以上にも及び且つ此の成分の間に多數の帶の成分が横る場合には雙晶面と消光位とを利用する測定法等をも使法として使用しなければならぬ。又た理論上から言へば(010)に照して $An\ \%$ を決定するに當り先づ面が決定されてゐなければ $90\% An$ と $70\% An$ 附近とが混合せらるる怖れがある。夫れは(010)による $90\% An$ の極は裏返へせば(010)又はベリクリン曲線の $70\% An$ 附近に落ちるからである。然し之より $An\ \%$ の少い時(010)は他の曲線と殆ど混同せられないから、殆ど常に極を測つた雙晶面が(010)であることが自然に決定される。故に累帶構造をなす斜長石の各帶を連續的に測定する場合には面を誤ることは殆ど有り得ない(但し疑問ある時は勿論雙晶法により其の面の何であるかを確めなければならぬ)。

以上は成分變化曲線を作製するために經緯鏡臺法を行ふ時の概略の注意である。

以下に筆者の實際に行つたものの中から數例を掲げる。

例一 花崗岩(No.341224)中の一斜長石

京都市外比叡山の南より京都市北白川如意ヶ岳の間にあつて、株狀塊

(stock) をなす深成岩塊の主體たるアダムロ岩中の累帶構造をなす一斜長石は第 3 圖の如きもので、斷面 XY に沿へる消光位變化曲線と成分變化曲線とは第 4 圖及び第 5 圖の通りである。

此の成分變化曲線は其の上に表はれた派生的變化を除けば、内部より外縁に向つて次第に An% を減じ、二成分系或は三成分系の化學平衡の研究によつて得られた斜長石の成長經過とよく一致し、比較的靜穩なる環境で岩漿より斜長石が晶出する際に當然現るべしと考へらるる所の結果を示してゐる。

然るに顯微鏡下に現はるる累帶構造の形態的構造では一度生じた結晶が甚しき融蝕を受けた痕跡を残し第 5 圖の如く I, II, III の帶群(group) に分つ事が出来る。而して II 及び III 帶群の始りは 2 及び 5 の如く An% に富む稍々顯著なる帶をなしてゐる。又た II 及 III の帶群は之を小融蝕面により II', II' の亞群及び III', III' の亞群(subgroup)に分つ事が正しいと思はれる。

此の中帶 2 は最も灰長石分に富むの故を以つて早くも分解を受け二次成分礦物の成生によつて十分精密なる觀察は遂げ得ない程になつてゐる。

次に第 4 の帶(zone)を仔細に觀察すれば微小なる消光位の差によつて圖表の如き成分の變化が認められ、多少顯著にして少しく融蝕の起りたる時に生じた微小帶(microzone)を境界として、之を 2 の亞帶(subzone)に分つ事が出来、結局第 4 帶では更に二段階の細分が可能となるのである。

以上の如き帶群、亞帶群、帶、亞帶、微小帶の成因を論ずる事は本篇の目的でなく、又た顯微鏡下の觀察だけでは岩漿力學的に説明し得ない點が多々あるのである。

例二 石英閃綠岩(No.340964)中の一斜長石

京都市北郊鞍馬山附近に産する比較的鹽基性なる石英閃綠岩中に含まる

る一斜長石の累帶構造を測定した結果は第 6 圖の如くである。

本岩中には之と其の累帶構造を稍著しく異にした大なる結晶も多數見られるので、此の斜長石の示す成分變化曲線の狀況は本岩中に含まるる斜長石一般の成長史を示す所の好例となす事は出来ぬ。

第 6 圖に於いて明き帶は An% 多き帶(但し最外縁は最も少き帶)にして、暗き帶は An% 少き帶である。今本斜長石の累帶構造の形態上の特徴を見るに、(a) 各帶は中核をなす結晶より外方に殆ど平行に皮殻を重ね合せたる所の構造を有し、全く融蝕の痕跡を見ぬ。(b) 各帶は大體判然區別し得るも、其の境界面は不連続ではない。次に其の成分の變化を見るに An% の増減を繰り返しつつ成長せるも内部より外縁近く迄全體としては殆ど成分の變化を來さず。其の最外縁部のみが中心よりも曹長石に富んでゐる。

然し更に分析的に之を吟味すれば外方に向ひ An% の多き部分より、An% に乏しき帶への變化は漸移的にして、An% に乏しき帶より An% に富む帶への變化は急變的である(他の結晶では此の間の關係が不連続的にして、多少融蝕の跡を示す場合がある。よつて以上の如き急ではあるが連續的な變化は或は不連続なりし 2 帶が固相となりたる後に行つた滲透作用によるのではないのかとも思はれる)。

然し大體此の大なる斜長石は終始靜穩な環境で成長せる事を示し、之を幾つかの帶群に分つことの必要を感じないのである。今之を内側より(I)、(II)、(III)の如き亞帶群に分てば、(I) では内外に亘つて成分の變化なく、(II) 及び(III)では外方程少しく灰長石分を減じたる傾向を示してゐる。

更に之を顯微鏡下にて認め得る 1~6 の帶に分ち得る事は説明を要しない所である。噴出岩にあつては各帶間の An% の差は 10% 近くにも達するものが常であるが、茲では時には 5% にも満たぬ變化を以つて帶を分けた。噴出岩中の斜長石にあつては後に見る様に各帶の幅は遙にせまく、岩漿の

物理化學的變動の遙かに甚しかつた事を暗示してゐる。

即ち先きに掲げた例一と共に第 7 圖の如き累帶構造は言はば深成岩型とでも稱すべきもので、後に掲げる累帶構造に比すれば頗る簡單なものである。

例三 石英安山岩(No. 340233)中の一斜長石斑晶

温泉岳火山彙の一員たる前山の石英安山岩中の斜長石斑晶は純白にして直径 2~4 耗大の大なる結晶をなす。之を顯微鏡下に觀察すれば第 8 圖の如きもので、其の一の成分變化曲線は第 9 圖の如くてある。

此の結晶は消光位變化曲線を作製するに 170 點以上の消光位測定を必要とした程帶數の多いものであつたが、成分は中心より外縁迄殆ど著しい變化を示さず、平均 44% 餘の An から約 43% An に變化してゐるに過ぎぬ。(故牛島氏の此の斜長石の分析は Na_2O と K_2O との和が少きに失しよき結果を得て居らぬが、 SiO_2 、 Al_2O_3 及び CaO の量は略ぼ 43% An に一致する結果を示してゐる。再分析の後改めて報告する積りである)。

此の結晶の示す累帶構造を中心より I, II, III の帶群に分けた。第 II 及び第 III 帶群は夫々第 I 及び第 II 帶群の結晶を少々著しく融蝕した後、急激に灰長石分子を増加する所の第 19 及び第 23 の帶を以て始つてゐる。此の二帶とも微小粒をなす gas 包裹物によつて特徴づけられ、本岩中の他の斑晶には殆ど常に同種の二帶が認めらる。即ち是等の帶の成生は岩漿溜に於ける何等かの顯著な變動を暗示するものである。

第 I 帶群の累帶構造に於いては大體相隣れる帶間の成分變化が不連續的にして箇々の帶に於いては成分の變化は小である。唯第 5 帶のみは外方に向つて漸次 An% を増す所の逆構造を以つて一異色を示してゐる。第 II 帶群は著しく成長せざる内に融蝕を受けたため未だ構造上の特色を現さぬが第 III 群は第 I, II 群と異り外方に向つて大體 An% を減じ同時に複雑なる

構造をなす帶が幾度も反覆する所の顯著なる構造上の特徴を示してゐる。

此の例にて分ちたる帶群は後の例に見る如き更に鹽基性なる安山岩中に見出された程著しい帶群間の構造上又は成分上の特徴を示して居らぬ。従つて之を帶群として區別することの可否が問題となるが、それより以下の亞帶群、帶、亞帶、微小帶が明かに顯微鏡下に區別せられるので、最大の變化は帶群の位置に必然的に置かれざるを得なかつた。

例四 複輝石安山岩 (No. 341088) 中の一斜長石斑晶 (I. 18) (1)

霧島火山帶の一火山彙、口永良部島の最後の火山たる新丘¹⁾の最下底熔岩 (向江濱東端南崖) は複輝石安山岩より成る。此の熔岩中の斜長石斑晶の示す累帶構造²⁾は其の構造上及び成分上頗る多種多様に亘るが、其の中比較的多數に存する形式の一は第 10 圖に示したるが如きもので、其の成分變化曲線は第 11 圖の通りである。

此の結晶の中心部 (第 I 帶群) は頗る An% に富み約 84% An にして、第 II 帶群は之より 20% 餘 An% 少く約 62% An である。加ふるに第 I 帶群と第 II 帶群との間には顯著なる融蝕の跡があり、中心なる結晶は丸味を帯びた礦物粒となつてゐる。

第 II 帶群は顯微鏡下の觀察では更に 3 亞群に分つのが適當の如く見え、其の一般的特徴は各亞群にあつては外側程 An% を減ずる事である。

各亞群は夫々圖の如く 2 より 10 に至る 9 帶に分たれ其の相隣れる帶の成分の差は甚しき時は 10% An を超え、少くも 4% An に及んでゐて、之を例三と比較すれば著しき相異がある。而して更に第 2 帶の如きを見ると之は 3 箇の著しい亞帶より成る事を示し、消光位の測定より推知される各亞

1) 本間不二男、口永良部島の火山地質と火山活動、火山, II, 25~39, 1934 (昭 9)

2) 本間不二男、口永良部島新岳第一熔岩中の斑晶をなす斜長石の累帶構造に就いて、地球, XXIV, 243~265, 1935 (昭 10)

帶の成分の差は 4~6% An である。

此の斜長石斑晶は包裹物の殆ど無き事を以つて特徴とするものであるが、第 7 帶の外側及び第 9 帶の外側に極微小の瓦斯粒を少くし包裹し、反つて An% に富む帶中には包裹物を包まぬ。

例五 複輝石安山岩(No. 341090)中の一斜長石斑晶(II. 38)(2)

例四の斑晶を包む複輝石安山岩は同時に此例五に掲ぐる如く硝子包裹物(氣泡をも含む)を多量に含む斑晶をも多数持つてゐる。

此の結晶を内部の包裹物多き部分(第 I 群)、外部の包裹物多き部分(第 III 群)及び其の中間部(第 II 群)の 3 帶群に分けたが、之が例四に於ける帶群分割と同程度の變動を物語るものか否かは不明である。而して各帶群は之を更に亞帶群に分たるべき部分的特徴を示さぬ。且つ I, II, III の間に融蝕の跡なきを以つて之は寧ろ亞群の位置を占むるものかとも思はれるが構造上の差が顯著なるを以つて假りに群に分ち第 13 圖の如くした。

第 I 群に於いて硝子包裹物の周圍では斜長石の An% が減少を示し、第 III 群では之と反對である。顯微鏡的構造の觀察より考察すれば、之は始め岩漿滴粒が茲に集合し來れる小斜長石結晶間の填充液として残り、後第 I 群の場合では此の中から晶出せる斜長石は之を閉ち込めたる斜長石より An% の少きものとして結晶し周壁に附着せる事の爲めに生じたものである。其の爲め包裹物たる硝子は全く斜長石を包まず、屢々有色礦物(主に輝石)の小粒又はクリスタライトを含み、其の玻璃包裹物の外形は屢々斜長石負形を示してゐる。

第 II 帶群中の各帶は相隣れるものが互に殆ど不連續的に成分を變じ、全體として内側より外方に多少 An% を減ずる傾向を示してゐる。

結 言

以上に筆者の試みた經緯鏡臺法による斜長石測定法を紹介し、其の實例

5 箇を擧げて見た。

神津博士の駒ヶ岳斜長石の論文中には測定の誤差の生じ得べき原因を種々論ぜられて居り、其の原因が今日も全く除かれた譯ではないが其の後の器械の進歩により誤差は甚だ少くなつたと信ずる。次に測定法に於いては屢々 $2V$ の測定が重んぜられるが、之は理論上にも實測の結果から見ても $\Delta n\%$ の決定には餘り役立たぬものと思はれる。之に反し α, β, γ 三光學彈性軸の位置と形態的要素との間には化學成分に應じ規則正しい大變化が見られ、これは物理的環境の變化によつて $2V$ の如く容易に變ずるものとは考へられぬ。

此の直接測定法を成分と關係せしむべき Berek 或は Reinhard 氏の曲線は更に改正すべき要ありと認められる。然し累帶構造の測定にあつては各帶相互間の成分の差が大切であるから、同圖表の持つ缺點は同一曲線を使用する限り大なる缺陷とはならぬ。況んや各々光學的及び形態學要素の極は將來正しき曲線が作製された際に改めて之に對比する事が出来る。故に成分變化曲線の作製に當つては種々なる帶を「異なる方法」によつて測定せぬ様心掛くる事が大切である。

次に測定の結果として示した 5 箇の實例は斜長石の累帶構造が岩石の種類によつて多少特徴を持つ事を暗示してゐる。又た構造上又は成分上の變化には頗る大規模なるものから甚だ微細なるもの迄あつて、是等の變化によつて岩漿溜内にある岩漿が斜長石成長の當時常に大小の物理化學的環境の變化に遭遇した事が暗示される。

斜長石累帶構造の分類は筆者の最近に之を試した所であり、又た其構造の成因は將來の研究を俟つて完成すべきである。

擱筆するに當り、本研究の最初より種々御教示を賜りたる小川名譽教授、神津教授及び坪井教授に深謝の意を表す。

日高三石産柘榴石に就て(2)

理學士 吉村 豊文

IV 共生礦物

(a) 磁鐵礦 磁鐵礦は最大 2 cm に達する結晶として産す。結晶形を示すこと多く、(110)より成る。菱形の結晶面はその長い方の對角線に平行な條線を多數有し、且此對稱線の上が盛上つてゐるので、八面體(111)に似る様な外形をもつに至ることもある。(111)に平行な裂開の發達極めて良好で、他の方向には介殼狀斷口を示して割れ、破面は鋼黑色金屬光澤をもつてゐる。強磁性あり。

外面又は裂目に沿つて滑石と水酸化鐵礦物の鱗片狀のものとを生じ、角閃石と接するあたりには曹閃石の發達を見、柘榴石との境には細い石英の縁をもつてゐる。

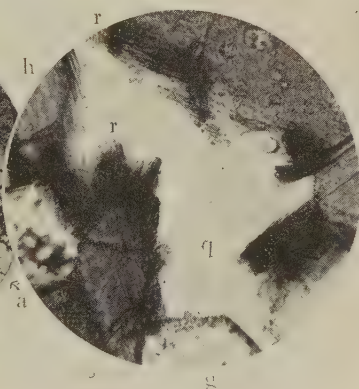
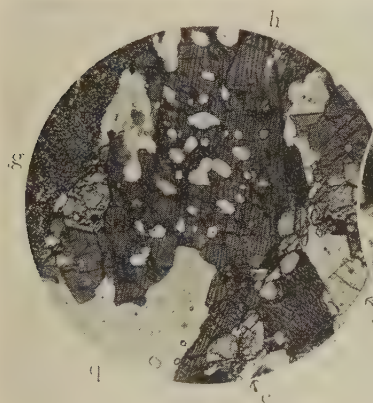
(b) 角閃石 角閃片岩の主成分をなすもので、廣く多量に産するが、柘榴石に伴つて來るものは特に多色性が強く通常の綠色角閃石とは趣を異にしてゐる。三石の角閃片岩中でも雲母の含まれる帶に於ては通常の角閃片岩中の角閃石、即ち消光角稍大で多色性も稍著るしい程度のもとなるが、少量の柘榴石と磁鐵礦の分布を有し雲母を缺く範圍内では、角閃石は何れも次に述べる如き、或はそれに近い性狀をもつ様である。この部分がどの邊まで延びてゐるかは興味ある問題であると思ふ。

角閃石は長さ 2 mm 程度の柱狀結晶であるが、時に 2 cm に達するものもある。石英岩(石英脈の變質したものか)中のものが特に大形であることは既に述べた。片理の發達した岩石中では角閃石の c 軸は片理面に平行してゐる。

第三圖に示す如く、石英を篩狀に包裹してゐること多く、其他綠簾石、磷灰石、柘榴石を包裹するものも稀でない。c軸の方向に延びた短柱狀の結晶多く、(100)の大きい板狀のものもある。特有の劈開を示し、(100)面による双晶は稀に見らるゝのみ。

第 三 圖

第 四 圖



柘榴石岩中に黒條をなす
角閃石英岩 ×25
h 角閃石, g 柘榴石, e 綠簾石
a 磷灰石, q 石英

曹閃石岩 ×165
r 曹閃石, g 柘榴石,
h 角閃石, q 石英

肉眼では綠黑色、薄片では、X=淡黃、Y=濃黃綠、Z=濃綠青。

$$Y \geq Z \ll X$$

$$\text{光軸面 } 010, c \wedge Z = 34^\circ, c \angle Z' \text{ on } 110 = 24^\circ$$

(001)の裂開と考ふべき裂目から判斷すると、Zは β の鈍角中に在ると思はれる。消光位の分散認められず。110劈開片上の屈折率は

$$n_{1Na} = 1.556, n_{2Na} = 1.670, n_2 - n_1 = 0.015$$

沃度メチレン中に油浸して測定した2V約 50° 、光學性負、 $\beta > \alpha$ 、礦物の白色の爲め辛うじて認め得。

以上の光學的性質から類推すると鐵とアルカリを含む角閃石の様に考へられるが、今日までの既知の角閃石の何れと 同定することも 出來難い。幸に相當純粹な試料が充分に 得られるから、後日化學分析を行つた 後更に考へて見度いと思ふ。

(c) 曹閃石 (riebeckite) 上述の角閃石の上に、特に c 軸の方向の端面上には纖維狀の濃青色礦物が着生してゐる(第 4 圖参照)。此礦物は獨立して石榴石等に着生してゐることもあり、又角閃石が c 軸の兩端 だけ此礦物に變つてゐるもの、又は角閃石中に 圓形の輪廓をもつ部分が 此礦物に變つてゐることもある。纖維狀であるのと、著るしく着色してゐるために、之を粉末にして高倍率で檢鏡する必要がある。

細かい劈開片について次の性質を確め得た。

X' = 濃藍青色, Z' = 紫青色, $c \wedge X' = 0 \sim 3^\circ$

複屈折は非常に弱い。光軸面は劈開線に平行。

(-) $2V$ 中等, $n_1 \doteq n_2$ (on 110) = 1.682 ± 0.005 。

尙薄片に見る多色性を考慮して

X = 濃藍青色, Y = 赤紫色, Z = 淡黃色, $X > Y > Z$ と決定し得。

以上の資料から此礦物は曹閃石と考へられる。神居古潭系の珪質片岩中¹⁾に曹閃石を産することは鈴木教授が既に明らかにせられた 所であつて、此系の特徴の一つとも考へられる。

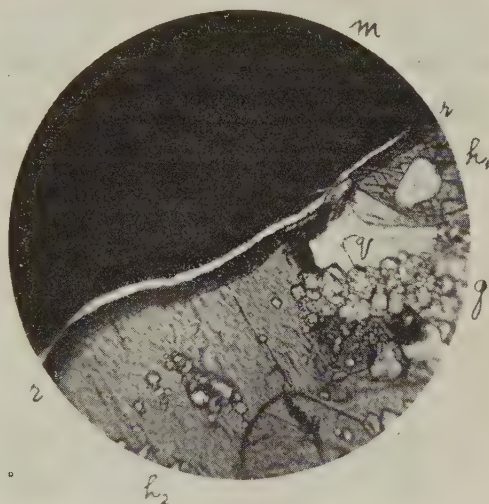
第四圖に示した如く、曹閃石は角閃石の 兩端面に平行に着生・連晶するものであるが、磁鐵礦と角閃石が相接して産する時、磁鐵礦を取巻く約 0.05 mm の厚さの部分が、磁鐵礦の輪廓通りの帶をなして、角閃石から曹閃石に變つてゐる例を見る。此種の曹閃石は母晶の角閃石とその境が明白でない

1) 鈴木醇, 岩石礦物礦床學, 12, 45, (1934).

こと多く、勿論結晶學の方値を共有してゐる。¹⁾ $c_h = c_r$, $b_h = b_r$, $Z_h \wedge X_r$
 $\approx 35^\circ$, $Y_h = Y_r$, $Z_h \wedge X_r$ が角閃石と曹閃石の消光角の和になるか差にな
 るかを興味をもつて觀

第 五 圖

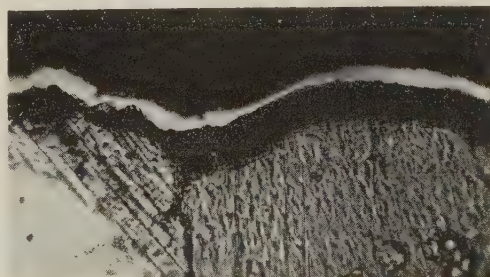
察したが、正確に決定
 することが出来なかつ
 たに。010 平行に近い
 斷面で上記の如く Z_h
 $\wedge X_r = 35^\circ$ と得たが、
 之から和なりと結論す
 るのは早計であらう。
 然し若し和であるとす
 れば曹閃石の X が β の
 鋭角中にありとすること
 が出来やう。



磁鐵礦に接する角閃石が曹閃石化せるを示す
 m 磁鐵礦, g 柘榴石, h_1 h_2 角閃石
 r 曹閃石, q 石英 $\times 115$

第 六 圖

第五圖はその一例を
 示す。磁鐵礦と曹閃石
 化した角閃石の間に見
 られる裂目は薄片作製
 の際に生じたものであ
 る。q (石英) と h_1 (角
 閃石) の間には滑石様
 礦物を認める。q と h_2
 の間の黒色部は曹閃石
 でなく水酸化鐵礦物で



第五圖の一部 $\times 230$

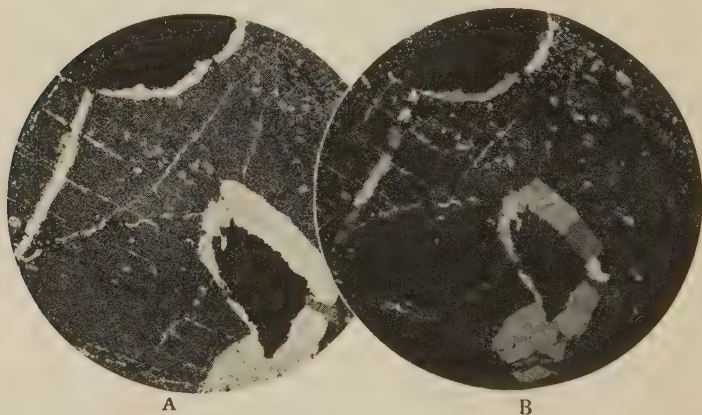
1) C_h 等と h を附けたのは角閃石に関するもの、 c_r 等と r をつけたものは曹閃石に関するものである。

ある。q と m の間の黒色物は滑石様礦物中に暗褐色化した曹閃石の纖維狀結晶を含むものであつて、之等の部分と美しい曹閃石部とが寫眞上に區別出來なかつたのが残念である。

第六圖は第五圖の左下の續きであるが、 h_3 の縁に見る様に、曹閃石化は角閃石の c 軸の兩端から行はれるので、柱面の方向からは進み方が少い。第五圖の h_1 に於いても柱面に近い面で接してゐる爲に曹閃石化が軽度であることが認められる。

(d) 綠簾石 自形又は半自形粒狀をなして廣く分布してゐる。0.3 mm 前

第 七 圖



磁鐵礦・柘榴石岩
A. 黒…磁鐵礦 灰…柘榴石 B. 同上 十字=コル ×67
白…石英 ×7.5

後のものが多い。b 軸の方向に延び、従つてその方向が X' のことも Z' のこともある。光軸面は延長の方向に垂直、(100) による双晶少なからず。兩個體の X_1, X_2 が接合面に對し對稱で、 $X_1 \wedge X_2 = 10^\circ$ 、消光値の分散なし。 X = 無色、 Y = 淡黃、 Z = 綠色を帶びた黃色。磁鐵礦に接して産するものは X = 淡黃、 Y = 帶赤黃色、 Z = 帶綠濃黃色、 $Z > Y > X$ 、 $(-2V)$ 中等、 $\beta = 1.748$ 。

之は沃度メチレンに硫黄を溶した後に浸漬して測定した。浸漬液の屈折率はプリズムタンクを用ひて知つた、複屈折約 0.03。以上の性質から鐵分の多い綠簾石であると思はれる。角閃片岩の他の部分には斜黠簾石らしきものをも認めるが、磁鐵礦柘榴石岩に近つくと之は見られない。

(e) 石 英 石英は廣く基地をなして産し、他の礦物は何れも石英の地の中に浮んでゐる様に見える。多數の礦物が一つの石英の地を共有してゐるのは廣く見られるが、著るしい poikiloblastic 構造としては、石英の中に多數の綠簾石粒が昆虫の卵の様に含まれてゐるものあるのみ。角閃石中に石英が poikiloblastic に含まれることは既に述べた。

石英は mosaic 状をなし、よく嚙合つて産するが、波狀消光を見ず、包裹物も稀である。第七圖には磁鐵礦を取巻いて石英の帶の存在する状態を示す。石英が格子形の脈状をなして産するのは面白いことで、之については V の成因の項に於いて更に述べる。

V 成 因

上述の如き結晶片岩の成因を論ずることは筆者には不能率であり、又目的とする所ではない。此點については後日鈴木教授の御發表に俟つこととし、こゝには二三の問題を記述するに止める。

(a) 原岩 磁鐵礦柘榴石のみより成る部分の成分を考へるに、MnO 10% FeO 30% に達するものなるは明らかである。而して之等の成分が遠くから移動して來て此帶に集中したのとは考へられないから、原岩は火成岩ではあり得ない。母岩の角閃片岩及蛇紋岩より成る累層が基性乃至中性の火成岩を原岩とすると云ふ考が此場合にも適用されるものとすれば、上記の磁鐵礦柘榴石岩の原岩は、火成岩中に捕獲された特殊の成分の水成岩か、或は火成岩中に發達したマンガン及鐵に富む礦脈より變化したものと考へねばならぬ。

(b) 柘榴石の成因 温度壓力の大きい場合に、 SiO_2 が充分存在する時は、 MnO は Al_2O_3 の存在する限り、全部柘榴石を作らうとする。例へばペグマタイト中に於ては、鐵滿重石、コルンブ石の如き特殊な礦物の存在する時の外は MnO は全部が柘榴石を作り、特に spessartine-almandine 系の柘榴石として現れる。變成岩中に於ても此傾向は同様であつて、 FeO も Fe_2O_3 が多い時は磁鐵礦を作るが、 Fe_2O_3 が少い時は柘榴石中に集結する。今三石産の柘榴石の場合を考へるに、全體が基性火成岩を基調としてゐることは MgO と CaO が柘榴石を作るには充分多量に存在したと考へてよい。 CaO が柘榴石中に入り得る量は Fe_2O_3 の量に支配される。 Fe_2O_3 は CaO と結合して $\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ を作る。次章に述べる様に高壓の元では spessartine-almandine 系の中に混晶し得る andradite 系は増加する。 MgO , CaO , Fe_2O_3 は今回は充分に含まれてゐるのであるから spessartine-almandine 系中に溶解し得る andradite 及 pyrope は此温度壓力の下に於ける最大限に達してゐると思はれる。

從つて MnO の存在する限り同一成分の柘榴石がその MnO の量に比例して生成を見たので、角閃片岩中にも廣く微量の而も同成分の柘榴石が分布するに至つたものであらう。柘榴石が角閃石又は綠簾石を消費して成長したか否かは最も重大な問題であるが、此場合の角閃石及び綠簾石の調査が不完全であるから今回は觸れることが出来ない。

(c) 紅簾片岩との比較 MnO が存在し、鐵綠簾石が廣く多量に存在するのに紅簾石(piedmontite)の存在しないことは注意を要す。紅簾片岩では赤鐵礦・炭酸鹽の共存するに對し、三石に於ては磁鐵礦柘榴石が鐵綠簾石と安定に共存し、炭酸鹽は全般的に全く之を缺いてゐるのは、此關係を考へる上に重要な資料であらう。紅簾片岩はその MnO の含量に於ては決して著しいものではないので、上述の磁鐵礦柘榴石岩とは比較にならない。然し柘

榴石を生ずるか紅簾石を生ずるかは MnO の多寡によるものでないことは上述の通りである。

(d) 柘榴石・角閃石・綠簾石の安定度 磁鐵礦柘榴石岩を貫いて、綠簾石・角閃石より成る層が細脈狀に且片理に平行に含まれてゐることは既に述べた。片理が亂れてゐる所では角閃石の脈が柘榴石塊を貫くことがあり、柘榴石塊が礫狀をなして見えるものさへある。又綠簾石塊が角閃石脈に貫かれ又は角閃石に包圍されて産することのあるのは既に述べた。之から見ると柘榴石→綠簾石→角閃石の生成順序が決定されたそうである。之は寧ろ之等礦物の原岩の生成順序に當るものかも知れない。

一般に變成岩に於ては自形の程度は晶出の順序を示すものでなく、寧ろその逆であつて安定度の高いもの程自形をもつことが豫想される。完全な平衡に達してゐる時は總ての礦物が自形をもつ如く、或は同時生成の如く見えるを例とする。柘榴石岩中の綠簾石及角閃石は周圍から柘榴石に喰込まれ殘留晶の如き形をもつて居り、其他一般に自形の完全さの順序に於て、柘榴石>綠簾石>角閃石の法則はかなり異例なく行はれてゐる。之によつて見れば礦物として結成を見た順序は原岩の生成順序とは反對に角閃石→綠簾石→柘榴石であるかと察せられる。

從來綠簾石は比較的低下の變質作用に多く見られる礦物であり、 H_2O 、 CO_2 の如き礦化劑の存在が伴ふ様に考へられてゐるが、今回の如く礦化劑に乏しく、角閃片岩中でも變質程度の高いものと目される柘榴石角閃片岩中に於て、而も角閃石より尙安定な様子を示して産することは興味ある事實である。

(e) 石英の分布 この變成岩中の石英の産狀も特記に値する。此地の結晶片岩系に於ては、雲母類を含む種類は石英及び酸性斜長石を有し、之より進んで角閃岩に近づくと共に雲母類は減少し、石英は大きく且少量となり、

長石も減少する。柘榴石岩に近い角閃岩中には石英も少量になり、雲母類長石共に見られない。然るに柘榴石岩中になると急に石英のみは著るしく量を増す。既述の如く石英の基地中に柘榴石が浮ぶ様に見える。石英は片理に平行な脈状をなして存するのみでなく、之に垂直な方向にも延び、格子状をなして石英細脈の走るを見る。之は石英脈が縦横に走るのではなく、柘榴石部が再結晶作用の際に幾つかの block に分れ、収縮し、各 block の間には珪酸が浸み出て石英を作つたものと解釋されるのである(第七圖参照)。原岩が輝石質にしても又角閃石質にしても、何れもメタ珪酸鹽の配合から柘榴石が出来る時には容積の収縮と SiO_2 の遊離が考へられるのであるが、上記の構造は恰かもこの豫想に適合するのである。磁鐵礦は此際には孤立した島の如く作用するらしく、磁鐵礦を取巻いて石英の稍厚い層が出来、之から格子形に石英部が連絡して行く様子は、岩を中心とする水面上に漂ふ氷の碎片を思出させる様の構造である。

(f) 曹閃石の成因 曹閃石が角閃石の二次的成長又はその變質の産物であるかの如き形をなして産するのは、今日蛇紋岩として示される基性火成岩の接觸に伴ふアルカリの注入の結果である事は疑のない所であるが、この接觸作用及びアルカリ注入は主要な變質作用即ち角閃岩化作用の終了する前に行はれたものであつて、曹閃石を生じたのはこの角閃岩化作用の際の出来事であつたと解せられる點が多い。即ち原岩から角閃石が出来る時、その角閃石中に收容し切れなかつたアルカリが曹閃石として析出され、曹閃石の特性として角閃石より少しく後れて再結晶するに至つたものではないかと思ふ。角閃石の晶出した残部が液體であつたか否かは問題外として非常に珪質で且分子移動の容易であつた媒質が最初に生じた角閃石の間を満して居たと考へ得る。火成岩中の曹閃石が persilicic magma 中に生ずといふ事實と珪質片岩又は珪質片岩でなくとも著るしく珪質になつた角閃岩

の殘溜媒質中に曹閃石を生む事實とは、結付けて考へても決して不合理とは思はれない。要するに既成の角閃岩中に注入されたアルカリ溶液の作用によつて既成の角閃石が變化して曹閃石を生じたものとは考へ難い。曹閃石も角閃石と同様に此角閃岩化作用の際の高温及高壓の下に於て安定な礦物であると解してよいのであらう。曹閃石が纖維狀をなすことも必ずしも此考と矛盾するものではない。

磁鐵礦と接する角閃石が特に曹閃石化してゐるのは、 $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ の存在がアルカリを集めて曹閃石を作るに好適であつた爲であらう。此場合にもアルカリは直接その場所に注入されたのではなく、之等の成分の移動は高温高壓下の擴散作用によつて生じたものであることは、磁鐵礦の輪廓通りに一定の厚さに曹閃石化するを見ても肯つかれることである。曹閃石化した角閃石と磁鐵礦との間にアルカリ液の通路と見做すべきものは存在しない。角閃片岩中にもアルカリ液の通路と見るべきものは一つもなかつた。

長石及雲母類の含まれる角閃片岩中に此種の通路と見るべきものの一例を見た。之は 0.1 mm 前後の幅の細脈として存在するが、母岩の石英長石部を切る所では全く母岩と共通になり、脈の存在を認め難い。然るに此脈が角閃石部を切る所では兩側の角閃石がその c 軸の方向に延長生長して居りその延長部が全部曹閃石化してゐるのを見る。之は明らかにアルカリ注入が主要な變質作用の完成する以前であつたことを示す。角閃石の結晶を此種の曹閃石の細脈が切る例も時には見られるが、之は角閃石の完成後にアルカリ液が注入されたことを示すものではなく、寧ろ曹閃石を作る元の物質の注入が角閃石又はそれを作る元の物質の生成より後であることを示すので、曹閃石化が角閃石の生成と一續きの環境で行はれたといふ考と矛盾するものではない。

角閃石が磁鐵礦に接する部分のみ曹閃石化する場合に、c 軸の端が磁鐵

礦に接する所のみから曹閃石化が行はれ、柱面の方向からは曹閃石化が進まないのは興味ある事實で、角閃石中の物質の擴散が、c 軸に平行な方向に行はれるが、之に垂直な方向に對しては微弱であることを示してゐる。

VI 結晶片岩中に産する柘榴石の化學成分に就て

結晶片岩中に産する柘榴石は比較的大きい結晶が得られるので、その化學成分についても報告されたものが多い。その全般については更に調査の後考察することゝし、今回は上述の三石産の柘榴石の化學成分が頗る異例のものとなり、各種の柘榴石端種を均等に含んでゐるものと分つたので、之と比較する爲、鐵礬滿礬灰礬苦礬灰鐵の五種を成分とする柘榴石につい

第 五 表
結晶片岩中の柘榴石の成分 (wt%)

	1	2	3	4	5	6	7
d	3.92	3.16	3.75	3.96
SiO ₂	39.33	43.37	42.45	42.21	40.44	38.89	38.63
TiO ₂	tr.	0.73
Al ₂ O ₃	14.92	23.13	22.47	13.55	23.69	19.76	8.20
Fe ₂ O ₃	8.99	12.91	6.51	1.95	21.90
FeO	9.42	14.63	9.29	15.32	11.38	24.93
MnO	12.96	0.98	6.27	tr	0.60	0.62	13.00
MgO	6.42	4.78	13.43	8.91	7.72	2.54
CaO	7.45	13.48	6.53	6.91	9.86	10.99	19.80
Na ₂ O	0.54	0.21
K ₂ O	0.23
H ₂ O ⁺	0.40
H ₂ O ⁻	0.18
計	100.84	100.37	100.44	100.22	100.20 ¹⁾	100.41	101.53

1 日高三石村産：吉村

2 Eppentreuth : Gerichten ; Lieb. Ann., 171 191 (1874)

3 Arendal : Wachtmeister ; (1823)

4 Bergen, Norway : P. Eskola : Eclogite of Norway (1921)

5 Kimberley, S. Afr : W. C. Hancock Zs. Kr., 52 418 (1913)

6 Kantalahti : P. Eskola l. c. (1921)

7 Långban, Sweden : L. J. Igelström : Vet. Ak. Stockholm (1883)

1) 外に Cr₂O₃ 0.32%を加ふ

第 五 表 續 き

	8	9	10	11	12	13	14
d	3.82	4.01	3.88	4.02
SiO ₂	38.26	38.15	37.90	37.58	37.57	36.91	35.24
TiO ₂	1.11	0.22
Al ₂ O ₃	19.93	22.18	17.95	20.45	18.98	19.24	6.48
Fe ₂ O ₃	4.87	25.54	3.21	3.47	5.04	23.90
FeO	20.40	21.26	15.53	7.45	19.58
MnO	0.04	5.54	3.02	14.72	16.50	0.42	16.37
MgO	3.94	4.74	4.63	0.68	0.23	1.93	2.04
CaO	12.02	7.78	9.35	10.03	15.80	16.61	15.29
Na ₂ O
K ₂ O
H ₂ O ⁺	} 0.60	0.31
H ₂ O ⁻		
計	100.06	99.96	99.50	102.20	100.00	99.95	99.23 ¹⁾

- 8 Russian R, Calif. : A. Pabst : Ann. Min., **16** 327 (1931)
 9 Balade Mine, N. Caled. : Livexsidge : Proc. Roy. S. N. S. W. (1880)
 10 別子礦山東平 : 高柳氏分析 ; 鈴木醇 : 北大紀要 **1** 44 (1930)
 11 Ourt, Bastagne : C. Klement : T. M. P. M. **8** 18 (1887)
 12 Kotakarra, India : L. L. Fermor : Rec. Geol. Surv. Ind. **59** 191 (1926)
 13 Lieserschluht : H. Heritsch : Zs. Kr., **85** 392 (1933)
 14 Garbham, India : J. C. Brown : Fermor : (1899)

て、筆者の手にある 220 種の分析中から、之等の諸成分を出来るだけ數多く且多量に含むものを拾つて見た。第四表に之を示す。第五表にはそれ等の中 Fe, Mn, Mg, Ca の大體の標準を列記し、且産狀と比較して見た。

第五表、第六表にあげた 柎榴石は各種の産狀をもつ全體の中から單に化學成分のみを目標として撰擇したのであるが、不明のもの二つを除いては全部が變成岩中の柎榴石であり、而も特に高壓の下に生じたと考へられるもの許りであつたことは著るしい事實である。變成岩中には此様に各種の端種が均等に含まれてゐるもの、他に、或種の分子のみが壓倒的に多量で

1) 外に BaO 0.18 % を含む

ある様な柘榴石も存在し得る。然し逆に此表の様に多數の端種を均等に晶液體として有する柘榴石は、高壓の下に生じた變成岩に限られるのである。言ひ換へれば「高壓の下に於ては柘榴石分子の可混晶性が擴大される」のである。

第 六 表
柘榴石の主成分と産狀の比較

	Fe	Mn	Mg	Ca	産 狀
1	+	++	++	+	柘榴石角閃片岩
2	++	+	+++	不 明
3	+	+	+++	+	不 明
4	+++	++	+	エクロジヤイト
5	++	++	++	エクロジヤイト
6	+++	+	++	柘榴石片岩
7	+	++	+++	柘榴石片岩
8	+++	+	++	藍閃石英片岩
9	++	+	+	++	藍閃石英片岩
10	++	+	+	++	柘榴石角閃片岩
11	++	++	++	石英片岩
12	+	++	+++	石英片岩
13	++	+	+++	エクロジヤイト
14	++	+	+++	石英片岩

+ 3-6 mol%, ++ 6-12 mol%, +++ 12 mol % 以上

殊に grossularite-andradite 系と pyrope-almandine-spessartine 系との間の不混晶域が消滅又は著るしく減少するのである。上述分析 13 番を報告した Heritsch (1933) は大いに之を問題にし、特に X 線的に之が完全な混晶と認むべきことを吟味してゐるのである。

上述の如く高壓下の變成作用によつて生じた柘榴石は混晶域の廣いものであると云ふ事實は、柘榴石族に於ては極めて重要なことであり且又一般に理解し易く見易い法則である。筆者が今日まで手近な文獻を探つたのみでは未だこの事實を述べた人を見ない。先人が此點を看過してゐられるとは不思議に堪へない。今後文獻の調査に努力すると共に大方の御教示を仰

ぎ度く存ずる次第である。¹⁾

次に結晶片岩中の柎榴石には TiO_2 の含量の著るしく少ないことも注意すべきである。文獻中の分析の中には TiO_2 に注意してゐないものがあるから、文獻は利用出来ないが、P. Eskola²⁾ はエクログャイト中の柎榴石についてこのことを認めてゐる。分析第 8 番 A. Pabst の報告にも多量の柎石と共存する柎榴石が TiO_2 を痕跡も含まないことを報告してゐる。O. Zedlitz³⁾ は柎榴石中の Ti の化學を X 線的に研究し、Ti は Al を置換へて入るものであり、 Ti_2O_3 に於ける Ti-O 間隔が Al_2O_3 に於ける Al-O 間隔よりも大であるため、灰鐵柎榴石中に TiO_2 が 1% 入る毎にその等軸單位格子の一稜は約 0.01 Å だけ増すことを報告してゐる。従つて高壓の下に生じた結晶片岩中の柎榴石が TiO_2 を拒絶するのは充分理解出来る。

分析第 10 番に示した別子礦山附近の所謂榴閃岩中の柎榴石は TiO_2 1.11% に達し全く異例と云ふべきである。鈴木教授によればこの柎榴石は金紅石を包裹するものがある。由であるから、恐らく此種のチタン 礦物の不純物を含むまゝ、分析されたものであらう。三石產柎榴石に於ても、角閃片岩中には金紅石、柎石が少なからず存在し、且 TiO_2 を取り易い灰鐵柎榴石分子

- 1) Grubenmann, Eskola, Tilley 其他の諸氏が結晶片岩中の柎榴石分子の結合を説明するのに斜長石と橄欖石の反應として



なる式を用ひ、柎榴石分子の代表として $\text{CaMg}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ を採用するのは或は無言裡に上述の事實を認めてゐるのかとも推察されるが、或は又此假定式を用ひるのは結晶片岩中とは限らないのかも知れず、又 Fe, Mn についての實驗の困難を思つて Ca, Mg に代表させたものかとも思はれる。何れにしても意識的に上述のことは述べて居られない。

長石分子を柎榴石中に取り入れる考は多くの場合に適用出来るものであらうが、柎榴石の化學成分を計算する際に、 Fe_2O_3 の許るす限り CaO を取つて灰鐵種 $\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ を作る慣例、並びにかくすることが頗る便利である事實は灰長石分子を取る事實と相背馳する考方であると思はれる。

- 2) P. Eskola, Eclogite of Norway; Videnskapske Skr. No. 8 (1921)
 3) O. Zedlitz, Zhl., (1933) s. 225.
 4) 鈴木醇, 北大紀要 1 14 (1930)

を多量に含むに拘らず、 TiO_2 の量は痕跡の上に出なかつた。

VII 要 約

(1) 日高三石村に於ける磁鐵礦、柘榴石岩の産狀を報告し、それが神居古潭系の一員として綠簾石角閃石片岩蛇紋岩其他基性の結晶片岩と共に産出することを述べた。

(2) 柘榴石について次の如き恒數を測定し得た。 $d=3.92$, $n=1.797$, $d_{\text{Fe}}-n_{\text{Li}}=0.013$ 化學成分は $(\text{Fe}_{130} \text{ Mn}_{181} \text{ Mg}_{157} \text{ Ca}_{132}) (\text{Al}_{145} \text{ Fe}_{35}) \text{Si}_{300}$ 化學成分と物理恒數の關係を論じた。

(3) 共生礦物として、磁鐵礦、角閃石、曹閃石、綠簾石、石英につき記述した。角閃石は既知のどの種類とも同定出来ないものであつた。

(4) 柘榴石の成因について MnO を基調とする考を述べた。又柘榴石及び共生礦物の安定度に注意し、原岩の形から見れば早期と考へるべき部分の礦物が却て變成後には晚期種或は安定種であることを考へた。

(5) 石英が柘榴石の生成に伴ふ過剰成分として説明されること、及び此種の過石英質殘留媒質中で曹閃石の生成を見る考を述べ、曹閃石を生んだアルカリ液の注入が、角閃岩化作用の終了前なるべきを説明した。

(6) 磁鐵礦に接する角閃石が曹閃石化せることは、角閃石中の c 軸に平行な擴散による產物であることを述べた。

(7) 結晶片岩中の柘榴石の成分が、各端種を均等に含む如きものなることを文獻上から知り、もつて三石柘榴石の成分の説明とし、又次の法則を考へた。即ち「高壓の下に於ては柘榴石の各端種間の可混晶性は増大する」。

(8) 結晶片岩中の柘榴石は TiO_2 に乏しいことに一言した。

筑前國志賀島産火成岩の分化現象に就きて(3)

理學士, 工學士 自在丸 新十郎

本 論

岩石の産出状態 上述志賀島産各種岩石が別種の岩漿より誘導されたるものと考ふる事は不可能にして、即之等は同一岩漿より分化して生成されたる事は言ふ迄もなし。惟ふに此島の岩石の殆ど全部を占有し居ると看做して然るべき花崗岩は糸島半島、油山、三郡山等を形成する巨大なる花崗岩の底盤の一部分に該當し、花崗岩中に閃綠岩質の捕獲岩を有するもの相當産するより判斷すれば、本地域は花崗岩體の中央部を占むるものに非ずして寧ろ其邊緣帶に屬する事は明かにして、然も其一部分には餅盤に准ずる類似形態をなして存するものあるべし。而して此事自躰岩漿より角閃石の巨晶を漸次晶出沈降せしめて Hornblendite 類似の角閃石閃綠岩を形成せしめし所以なり。蓋し餅盤體は花崗岩の底盤中央部に於けるよりも斯る沈降現象を容易に實現せしむる可能性大なればなり。

其産出状態よりみるも巨大なる花崗岩體の岩枝は其大小を問はず閃綠岩を貫通して閃綠岩固結後の産出なるを示すものあり。又は逆に閃綠岩が花崗岩を貫通して岩脈をなすものあり。例へば本島の西々北岸大崎に於ては閃綠岩中に幅約 1 呎餘の花崗岩々脈現はれ、北端黒瀬と沖津嶋との中間海岸に於ては極めて粗なる粒狀構造を呈する閃綠岩を産するが之を貫きて桃紅色の花崗岩の迸出するものあり。然るに同じく此附近に於て黒雲母角閃石閃綠岩が小なる岩脈をなして花崗岩を貫き出るものありて其迸出順序を逆にするものあり。島の東南端志賀島神社附近の海岸に於ては花崗岩を貫きて幅約 40 米の角閃石閃綠斑瀾岩の出づるあり。而して之等は晶出時期

を大に異にして既に冷却せる他の岩石中に貫入せし場合に見る如き其接觸部に於ける熱的影響の授受せられし證跡認めらるゝ程度に於ては甚だ少し是れ即上記の岩石が人體に於て其固結の時代を同じうせる同一岩漿の分化體なりと看做し得べき理產の一端なり。

岩石分化史上に於ける斜長石の地位 斜長石を造岩礦物の一とするあらゆる岩石の岩漿分化の跡を探索すべき最も有力なる手懸の一が斜長石の光學的性質にある事は今日一般に認めらるゝ所なるべし。蓋し斜長石は Roozeboom の第一型に屬する固溶體をなすものにして、温度の變化と共に絶えず其化學成分並物理的性質を變化すべければなり。故に若し吾人にして此物理的性質を究むるを得ば、之によりて其斜長石の化學成分並温度の變化の状態をも同時に察知し得べし。而して温度の變化の状態を知り得る事は常該斜長石を含む岩石の過去に辿りし岩漿分化史を知り得る事にもなりて、斜長石の物理的性質を知る事は岩石成因學上極めて重要な意義を帶ぶるものなり。筆者は物理的性質の一として斜長石の底面劈開片に於ける最大屈折率を測定し、之を以て岩漿分化現象の過程を固定せしむる基礎的材料となせり。尤も斜長石が實際岩漿より結晶するに當りては温度以外の諸要素に影響さるゝが故に、必ずしも室内實驗に於て N. I. Bowen が得し如き理論的經過を辿るべきものに非ざる事は今日岩石の鏡下觀察に於て屢々目撃し得る所にして、即累帶構造の存在する事、而して内帶は必ずしも外帶より屈折率の値に於て高からずして時に内帶の方却て低き事のあり得る事、而して又斜長石は Clausius-Clapeyron の式によりて明瞭なる如く壓力の急劇なる變化によりて其の鎔融點の低下を來し温度は同一なるも茲に融蝕現象を惹起する事もあり得べく、さなくとも斜長石の急劇なる成長による潜熱の急劇なる發散によりて温度の異常的上昇を蒙り、一旦晶出せる斜長石の結晶は鎔解せられて所謂融蝕なる現象を惹起する事もあり得べし。

故に實際問題としては岩石中の斜長石は必ずしも一般環境の温度の下降と平行して其化學成分並物理的性質を漸移すべきものに非ざる事は言を俟たざれども、又斜長石は其成長の過程に於て假令温度の上昇又は壓力の降下による融蝕現象其他の事件に遭遇する事ありとも、そは寧ろ一時的異常現象に止まり、常態の恢復を俟て正規の過程に還り、大體に於てRooschboom第一型によりて示されたる経過に従て其結晶作用を繼續すべき事は明瞭にして、且つ實際鏡下に於ても觀察さるる所なり。故に若し斜長石の最大屈折率を測定して此値を以て各岩石間の結晶作用の進展経過を對比せしむる基礎となす事は現下の學的知識の狀勢としては止むを得ざる處置なるべし。

本島に産する各種岩石中の斜長石を鏡下に窺はへば殆ど總ての場合に於て累帶構造を呈するを認め得べし。是れ既に晶出せる斜長石の結晶と液とが温度の下降に伴ひて常に化學的平衡を保ちたるに非ざる事を示し居るものにして、然も累帶構造の内部に外帶の斜長石と其の聚片双晶の方向従つて結晶學的方位の異なる斜長石の内核(第二圖)を有する事、累帶構造の外帶が斜長石の結晶形に倣はずして、圓形乃至橢圓形の圓味の凹突ある形狀をなして在り、融蝕を蒙りたる跡歴然たる事、而して又絹雲母化作用其他が屢々累帶構造の帶に沿ひて行はれ居る事等は、斜長石の結晶作用が必しも岩漿の温度の下降と共に均一に化學的平衡を保ちつゝ進展し、正規の経過をふみたるものとは看做され難く、其間幾多の物理的乃至化學的状態の變化ありしは當然考へらるべき事實なり。かく觀察し來る時は岩漿分化現象を或一の向下的或は向上的の聯續的現象と解する事は至難となり、茲に一の正常法則の確立を期する事は不可能事に終るべし。是れ科學の本質的使命よりみて甚だ遺憾なる事象に相違なしと雖、顧みて思ふに之等も又一の太波動の除外的異常的小波動に過ぎずして大局よりみれば前述せし如く温度の下降と共に斜長石は絶えず化學成分並に物理的諸性質を聯續的に變

にして顯微鏡的觀察に耐へしもの 15 種を撰びて其主要造岩礦物、副成分、其他二次的生成物を表示すれば第一表の如し。

本表に明かなる如く總ての岩石は綠色角閃石及斜長石を包含し、又 No. 2 は例外なるも、他は皆石英を含む含石英岩石なり。而して No. 15, No. 2 No. 13(A), No. 12(D), No. 12(g)を除きて他は皆何れも黒雲母を含み、又 No. 12(g)の異常例はあれども、花崗閃綠岩乃至花崗岩は何れも皆斜長石の他にアルカリ長石を包含せり。而して之等主要造岩礦物の内岩漿分化の現象に供ひて其成分並に光學的諸性質を變化し得る最も主なるものは角閃石、黒雲母、及斜長石の三種のみ。故に之等三種の礦物に就きて其光學的性質を究むる事は岩漿分化の問題に於て差常り最も重要なる事なり。

此目的を以て斜長石及黒雲母の底面劈開片上に於ける最大屈折率及角閃石の最大屈折率を測定せしに次表の如き値を得たり(第二表)。

先づ斜長石に就きて其結果をみるに、An 84 の Bytownite より Labradorite (An 63), Andesine-Labradorite (An 53), Labradorite-Andesine (An 47.5) Andesine (An 35—An 41), Oligoclase-Andesine (An 32), Andesine-Oligoclase (An 29.5) を經て Oligoclase (An 20~24) に至るあらゆる種類の斜長石存在せり。故に此地には先づ大體に於て鹽基性岩より酸性岩に至るあらゆる分化階程を示す岩石存在すべきを知るべし。而して之等各種の岩石が前述の如く一の母岩漿より分化派生せしものならば、如何なる方法を以て其等の岩石は母岩漿より分化派生せられしものなりや、是れ次に考慮すべき問題なり。然るに本島産出の主要造岩礦物中に於て此種の問題解決の目的を達し得る最も重要なるものは斜長石及角閃石の二礦物にして、之等は何れも前表(第一表及第三表)にみるが如く總ての岩石中に含まれ各分化階程に於て極めて興味深き現象を呈するが故なり。即ち先づ No. 15 に就て見れば斜長石は全量の約 60% 角閃石は約 40% を占めて角閃石が他形を

第 二 表

岩造礦物 岩石番號	斜 長 石 (001)に於ける 最大屈折率	黑 雲 母 (001)に於ける 最大屈折率	角 閃 石 最大屈折率
No. 15	1.577(4) (An 84)	—	1.674(9)
No. 16	1.567(7) (An 63)	1.653(9)	1.688(5)
No. 2	1.562(2) (An 53)	—	1.680(7)
No. 1	1.558(8) (An 47.5)	—	1.676(3)
No. 8'	1.555(0) (An 41)	1.637(0)	1.676(1)
No. 3'	1.552(5) (An 36)	1.611(6)	1.670(1)
No. 13(A)	1.552(5) (An 36)	—	1.664(7)
No. 12(D)	1.551(8) (An 35)	—	1.663(0)
No. 12(g)	1.551(0) (An 32)	—	1.661(5)
No. 7(D)	1.550(0) (An 29.5)	1.616(3)	1.666(5)
No. 5	1.551(0) (An 32)	—	1.685(1)
No. 7(G)	1.550(0) (An 29.5)	1.631(5)	1.681(8)
No. 10	1.548(0) (An 24)	1.637(5)	1.676(7)
No. 12(G)	1.547(7)5 (An 23)	1.639(6)	1.673(0)
No. 11	1.547(0) (An 22)	1.639(8)	1.674(2)
No. 10(ad)	1.546(3) (An 20)	1.642(6)	1.672(8)

〔注意〕表中の岩石番號は總て第三表に示すものに一致す。

示すに對して、斜長石は自形半自形乃至他形をなして現はれ、角閃石よりも先に結晶作用を開始せるを物語れり。然るに No. 2 に至りては角閃石は同じく 40 % なるも斜長石は稍其量を減じて 50 % となり、從て角閃石は相對的に其量を増加するが故に、其に應じて其等の結晶形も稍變調を免れず角閃石は他形なりしものより半自形を現はし、斜長石は自形を示したりしものより自形を失ひ半自形他形のみを現はし、然も其割合略相等しき至れり

第三表 代表的岩石に於ける主要造岩礦物の特質を示す

造岩礦物 岩 石	角 閃 石			其 他 の 事 項
	量%	結 晶 形 と 其 割 合	最大の 大 小	
角閃石斑輝岩 (No. 15)	40	他 形	mm 5.3×5.7	綠泥石化、陽起石化、透閃石化、透輝石化あり、恐らく結晶作用末期の岩漿水によるなるべし
角閃石黑雲母 ドレイイト 斑輝岩(No.16)	<15	自形、半自形 他形 他>半>自	5.0×0.7	黑雲母を包裹す
角閃石閃綠斑 輝岩(No. 2)	40	半自形、他形 他>半	2.8×1.6	斜長石と共に等粒構造を呈す
角閃石黑雲母 閃 綠 岩 (No. 8')	15	自形、半自形 他形 半≒他>自	2.6×0.5	一部黑雲母に變化す、自形をなすものが斜長石に比しその量及程度に於て劣るは黑雲母と共に融蝕後結晶作用を續けるためなるべし
角閃石黑雲母 閃 綠 岩 (No. 3')	15	自形、半自形 他形 半>自>他	1.6×0.9	自形は概して小、巨晶は融蝕されたるが如し、結晶の大きさの差甚だし
角閃石閃綠岩 No. 13(A)	50	自形、半自形 他形 半>他>自	2.3×2.1	自形は小融蝕の跡あり
角閃石閃綠岩 No. 12(D)	30~ 35	自形、半自形 他形 半>他>自	1.8×1.1	綠泥石に一部變化す
角閃石閃綠岩 No. 12(G)	30~ 70	自形、半自形 半>自	4.0×4.0	巨晶とその差甚だしき微晶あり、微晶は自形乃至半自形、而して自形は巨晶に比しその割合大なり、巨晶は空虚ありて斜長石及微斜長石之を充填す、融蝕微結晶作用あり
角閃石黑雲母 閃 綠 岩 No. 7(D)	60	自形、半自形 他形 他>半>自	3.3×2.5	自形結晶は斜長石又は石英中の包裹物なり、一部綠泥石化す
角閃石黑雲母 花崗閃綠岩 (No. 5)	<10	半自形、他形 半>他	0.5×0.5
含角閃石—黑 雲母花崗岩 No. 7(G)	1	半自形、他形 他>半	微 小
含角閃石—黑 雲母花崗岩 (No. 10)	1	半自形、他形 半≒他	0.6×0.3	小なる黑雲母を含む
含角閃石—黑 雲母花崗岩 No. 12(G)	<1	半自形、他形 半≒他	微 小	一部綠簾石に變化す
含角閃石—黑 雲母花崗岩 (No. 11)	<1	自形、半自形 他形 他>半>自	0.5×0.3
含角閃石—黑 雲母花崗岩 No. 10(ad)	<1	半自形、他形 他>半	0.0×0.3

第三表 (續)

造岩礦物 岩 石	黑 雲 母			其 他 の 事 項
	量%	結晶形と割合	最大の 大小 mm	
角閃石斑礫岩 (No. 15)	
角閃石黑雲母 ドレイト— 斑礫岩(No.16)	<15	0.5×0.3
角閃石閃綠斑 礫岩 (No. 2)	微量	他 形	微 小	一部綠泥石に變化す
角閃石黑雲母 閃 綠 岩 (No. 8')	15	他 形	0.6×0.8	一部綠泥石に變化す、然しこれを含 める角閃石は綠泥石化せず
角閃石黑雲母 閃 綠 岩 (No. 3')	5	半自形、他形 他>半	1.2×0.6	僅かに綠泥石に變化す
角閃石閃綠岩 No. 13(A)	
角閃石閃綠岩 No. 12(D)	
角閃石閃綠岩 No. 12(g)	微量	他 形	微 小	角閃石中の包裹物なり
角閃石黑雲母 閃綠岩 No. 7(D)	2~3	他 形	0.5×0.5	主として角閃石中にあり
角閃石黑雲母 花崗閃綠岩 (No. 5)	<10	他 形	1.6×0.8
含角閃石—黑 雲母花崗岩 No. 7(G)	1~2	他 形	0.5×0.2	殆ど全部綠泥石に化す 一部綠簾石に化す
含角閃石—黑 雲母花崗岩 (No. 10)	5~ 10	半自形、他形 他>半	1.0×0.7	一部綠泥石に化す 融蝕の跡見ゆ
含角閃石—黑 雲母花崗岩 No. 12(G)	2	他 形	0.9×0.4	一部綠泥石に化す
含角閃石—黑 雲母花崗岩 (No. 11)	4~5	他 形	1.3×0.8
含角閃石—黑 雲母花崗岩 No. 10(ad)	3~5	半自形、他形 他>半	0.8×0.6	綠泥石化す、甚だしく融蝕を蒙り、 燭石、含チタン鐵礦を遊離す

第三表 (續)

造岩礦物 岩 石	量%	斜		最大の 大 小	長 石
		結晶形とそ の 割 合	他 形		其 他 の 事 項
角閃石斑礫岩 (No. 15)	60	自形、半自形 他形 半>他>自		2.0×2.0	結晶學的方位の異なる内核を包裹せ り自形結晶は角閃石中の包裹物なり
角閃石黒雲母 ドレイトー 斑礫岩(No.16)	70	半自形、他形 半≒他		2.5×1.3	累帶構造の内部融蝕さる。絹雲母化 作用ありこれ結晶作用中に於けるアル カリ溶液の作用なるべし
角閃石閃緑斑 礫岩 (No. 2)	50	半自形、他形 半≒他		1.3×0.7	炭酸化合物及絹雲母を生ず
角閃石黒雲母 閃 緑 岩 (No. 8')	65	自形、半自形 他形 半>他>自		1.4×0.7	融蝕の跡あり
角閃石黒雲母 閃 緑 岩 (No. 3')	70	半自形、他形 他>半		5.6×4.2	角閃石の微晶を包裹し Poikilitic Plate をなす
角閃石閃緑岩 No. 13(A)	45	他 形		2.5×2.5	絹雲母化作用あり
角閃石閃緑岩 No. 12(D)	60	半自形、他形 他>半		4.0×3.2	角閃石を包裹し Poikilitic Plate をな す、絹雲母化作用あり
角閃石閃緑岩 No. 12(g)	20	他 形		3.3×3.0	角閃石間を充填するか、又は之を 包裹す
角閃石黒雲母 閃緑岩 No. 7(D)	<30	他 形		3.3×3.3
角閃石黒雲母 花崗閃緑岩 (No. 5)	65	自形、半自形 他形 半>他>自		2.0×1.6	自形のは正長石又は石英中に包 裹さる、角閃石を包裹す、Myrmekite あり
含角閃石一黒 雲母花崗岩 No. 7(G)	20	半自形、他形 他>半		1.6×1.0	絹雲母及高嶺土を生ず
含角閃石一黒 雲母花崗岩 (No. 10)	45	半自形、他形 半>他		3.2×1.3
含角閃石一黒 雲母花崗岩 No. 12(G)	25	半自形、他形 半≒他		2.3×1.4	僅かに絹雲母を生ず Myrmekiteあり
含角閃石一黒 雲母花崗岩 (No. 11)	20~ 70	自形、半自形 他形 半>他>自		2.5×1.6	概して等粒、Myrmekite を生ず
含角閃石一黒 雲母花崗岩 No. 10(ad)	50	半自形、他形 半>他		2.9×1.3	絹雲母化作用あり、累帶構造に融蝕 の跡見ゆ

第三表 (續)

造岩礦物 岩石	正 長 石				微 斜 長 石			
	量%	結晶の割合	最大の大きさ mm	その他の事項	量%	結晶の割合	最大の大きさ mm	其 他 の 事 項
角閃石斑輝岩 (No. 15)
角閃石黒雲母 ドレライト— 斑輝岩 (No. 16)
角閃石閃綠斑 輝岩 (No. 2)
角閃石黒雲母 閃綠岩 (No. 8')
角閃石黒雲母 閃綠岩 (No. 3')
角閃石閃綠岩 No. 13(A)
角閃石閃綠岩 No. 12(D)
角閃石閃綠岩 No. 12(g)	微量他形	2.3× 2.3	他の礦物間を充す
角閃石黒雲母 閃綠岩 No. 7(D)
角閃石黒雲母 花崗綠 (No. 5)	10	他形	2.3× 1.4
含角閃石—黒 雲母花崗岩 No. 7(G)	40	他形	4.6× 2.5	多少 Per- thitic St. あり	10	他形	1.6× 1.0
含角閃石—黒 雲母花崗岩 (No. 10)	25	他形	6.0× 5.2	Microcline Micro-perthite なり、雲母及斜長石を包 裹す、石英より先に晶出 す
含角閃石—黒 雲母花崗岩 No. 12(G)	20	他形	2.6× 1.6	殆ど Perthitic Structure なし、石英に包裹さるゝ ものあり
含角閃石—黒 雲母花崗岩 (No. 11)	4— 25	他形	2.6× 2.1
含角閃石—黒 雲母花崗岩 No. 10(ad)	30	他形 半形 他> 半	2.3× 1.0	Microcline Micro-per- thiteなり、半自形に近き ものあり、 石英に對して半自形を示 し來る

第三表 (續)

造岩礦物 岩 石	石				透 輝 石			
	量%	結晶形とその割合	最大の大きさ	其 他 の 項	量%	結晶形とその割合	最大の大きさ	其 他 の 事 項
角閃石斑縞岩 (No. 15)	微量	他形	微量	他形	2.3× 0.8	二次的に生成 されたるもの なり
角閃石黒雲母 ドレライト— 斑縞岩(No. 16)	<1	他形	微量	他形	0.6× 0.5
角閃石閃綠斑 縞岩 (No. 2)
角閃石黒雲母 閃 綠 岩 (No. 8')	5	他形
角閃石黒雲母 閃 綠 岩 (No. 3')	2~3	他形	1.3× 1.0
角閃石閃綠岩 No. 13(A)	2~3	他形	2.1× 2.5	微量	自形	0.3× 0.3	(100) (100) (110) よりな る横斷面を現 はす、中に角 閃石を包裹す
角閃石閃綠岩 No. 12(D)	5	他形	2.9× 1.6
角閃石閃綠岩 Na. 12(g)	1	他形
角閃石黒雲母 閃綠岩 No. 7(D)	2~3	他形	2.3× 1.3
角閃石黒雲母 花崗閃綠岩 (No. 5)	10	他形	1.6× 1.3
含角閃石—黒 雲母花崗岩 No. 7(G)	25	他形	1.0× 1.0	正長石より 後に晶出せ るものなり
含角閃石—黒 雲母花崗岩 (No. 10)	20	他形	1.6× 1.3
含角閃石—黒 雲母花崗岩 No. 12(G)	50	他形	3.1× 1.6
含角閃石—黒 雲母花崗岩 (No. 11)	20~50	他形	2.9× 2.9
含角閃石—黒 雲母花崗岩 No. 10(ad)	15	他形	2.9× 2.9

第三表 (續)

造岩礦物 岩 石	品 出 順 序	量 の 割 合
角閃石斑礫岩 (No. 15)	斜長石>角閃石>石英	斜長石>角閃石>石英
角閃石黑雲母 ドレライト一 斑 礫 岩 (No. 16)	斜長石>角閃石>黑雲母> 石英	斜長石>角閃石=黑雲母> 石英
角閃石閃綠斑 礫岩 (No. 2)	斜長石=角閃石	斜長石>角閃石
角閃石黑雲母 閃 綠 岩 (No. 8')	角閃石>黑雲母>斜長石> 石英	斜長石>角閃石=黑雲母> 石英
角閃石黑雲母 閃 綠 岩 (No. 3')	角閃石>黑雲母>斜長石> 石英	斜長石>角閃石>黑雲母> 石英
角閃石閃綠岩 No. 13(A)	透輝石>角閃石>斜長石> 石英	角閃石>斜長石>石英>透 輝石
角閃石閃綠岩 No. 12(D)	角閃石>斜長石>石英	角閃石>斜長石>石英
角閃石閃綠岩 No. 12(g)	角閃石>黑雲母>斜長石> 微斜長石>石英	角閃石>斜長石>石英>微 斜長石>黑雲母
角閃石黑雲母 閃綠岩 No. 7(D)	角閃石>黑雲母>斜長石> 石英	角閃石>斜長石>黑雲母= 石英
角閃石黑雲母 花崗閃綠岩 (No. 5)	角閃石>黑雲母>斜長石> 正長石>石英	斜長石>正長石=石英>角 閃石=黑雲母
含角閃石一黑 雲母花崗岩 No. 7(G)	角閃石>黑雲母>斜長石> 正長石>微斜長石>石英	正長石>石英>斜長石>微 斜長石>黑雲母>角閃石
含角閃石一黑 雲母花崗岩 (No. 10)	角閃石>黑雲母>斜長石> 微斜長石>石英	斜長石>微斜長石>石英> 黑雲母>角閃石
含角閃石一黑 雲母花崗岩 No. 12(G)	角閃石>黑雲母>斜長石> 微斜長石>石英	石英>斜長石>微斜長石> 黑雲母>角閃石
含角閃石一黑 雲母花崗岩 (No. 11)	角閃石>黑雲母>斜長石> 微斜長石>石英	斜長石>石英>微斜長石> 黑雲母>角閃石
含角閃石一黑 雲母花崗岩 No. 10(ad)	角閃石>黑雲母>斜長石> 微斜長石>石英	斜長石>微斜長石>石英> 黑雲母>角閃石

(第三表)。No. 13(A)に於ては角閃石は其量斜長石を遙かに凌駕し、斜長石が愈減少して45%となれるに反し、50%に増量し、半自形他形の外に自形をすら示すに至れり。之に對して斜長石は結晶形に於ても其發達益々惡化し遂には半自形を缺きて全く他形のみをなして現はれ、角閃石の間隙を充填するに過ぎざるに至れり。而してNo. 12(g)に於ては更に此傾向に拍車をかけ、斜長石は僅か20%に遞減され、角閃石は其多量の部分に於て70%の過量に達し、他形結晶は殆ど失はれて半自形自形のみを示すに至れり(第四圖)。即ち斜長石は鹽基性岩より漸次中性岩に進展するに従て其量を減少し、鹽基性岩に於て自形半自形他形をとりて現はれたりし優先的地位を去り、自形を失ひ、半自形を去り、遂には他形のみとなり、只管角閃石の間隙を充填するに至りしも、角閃石は全く之に反して最初は單に他形をなすに過ぎざりしが、酸性度の増加に従ひて半自形を帶び自形を示し遂には他形結晶を失ひて自形半自形のみをなして現はるゝに至り、其量も始めは全量の40%なりしも、漸次増加して70%に達せり。而して其中間に於ては斜長石及角閃石は何れも皆半自形乃至他形を示して自形を呈せず、即兩者は晶出順序に大差なく殆ど同時に晶出せしを知り得べし。

以上は角閃石と斜長石のみを主なる造岩礦物となす一系統に就きての分化現象を觀察せしに止まるも、黑雲母を其以外の成分となす他の一系統に於ても大約此傾向を窺ひ得べし。尤も黑雲母を含むが爲に晶出關係一層複雑を加へ、且つ其が角閃石中に包裹さるゝもの多きが爲に、量の算出困難となり、其結果、前系統にみるが如き整然たる傾向を察するは至難なり。

之を通觀すれば角閃石と斜長石より成立つ岩石に於て若し兩礦物結晶が其量に於て共融點附近にあるならば、之等は同時に晶出して晶出順序に前後なく、何れも半自形乃至他形を呈するも、若し斜長石がより以上に過量ならば、先づ斜長石結晶々出し、共融點に至りて始めて他の角閃石の結晶々出

し又逆に角閃石が共融點に於ける成分よりも多量なる時は斜長石に先んじて角閃石の晶出をみ、斜長石は共融點に於て始めて晶出するものと誤認され易きも、斜長石及角閃石は元來固定せる成分を有するものに非ずして常に温度と共に變化しつゝあり(第八圖)、且 No. 12(g)に於て觀察せし如く半自形又は自形の巨大なる角閃石結晶の外に極めて小なる同結晶散在し斜長石の入なる他形結晶が之等を包裹又は其間隙を充填して產出せり(第四圖)是れ即角閃石の晶出時期、少くも晶出開始時期に前後の二期ある事を暗示するものにして、外觀へも共融點をもつ二成分系に酷似すと雖も、其實は全く相異し、角閃石の巨晶は岩漿の上部に於て既に結晶して下降し來れるものにして、岩漿の下部殊に餅盤狀體に准ずべき下底をもつ場所に至りて、既に晶出せる角閃石巨晶の外に更に小結晶の發生を見、結晶作用は依然繼續して遂に斜長石の晶出行はれ、之によりて其等の間隙充填せられ、斜長石の Oikocyst を見るに至りしものなるべし。從て上記諸岩石は決して成分の相異に基きて個々別々に主要造岩礦物の晶出順序が決定されしものに非ずして、晶出礦物の比重に基く沈降に因りて生成されたる岩石なり。即ち N. L. Bowen の所謂結晶作用に因る岩漿分化現象なるを知り得べし。

尤も岩漿中に於ける新礦物の晶出又は既晶出礦物の成長は之に接觸せる岩漿の成分に左右さるゝ事は勿論にして、斜長石分子を多量に含む岩漿より角閃石の先づ晶出すべき理由なく、又角閃石過多の岩漿より斜長石及角閃石が普通の場合同時に晶出すべき理由もあり得べからざれば、此場合、共融點をもつ二成分系乃至多成分系と同様の現象を呈すべきは贅言を要せざる所なり。然るに一度晶出せられし結晶は、比重の差によりて岩漿の下部に沈降し、上下層は其成分に於て相異を來すが故に、一局部の岩石の化學成分を基礎として、二成分系乃至多成分系の晶出過程を考究する事は既に鎔

液と何等の交渉なき降下結晶の存する場合即所謂 Relict Mineral¹⁾の存する場合甚だしく其意義の重要性を喪失するものと謂はざるべからず。而して結晶の沈降はあらゆる場合に於て極めて順當に行はれしものに非ざる事は一旦晶出せし角閃石又は斜長石の巨晶が其内部に融蝕の爲に生ぜし空虚又は圓味ある不定形其他の證跡を留むるによりて明瞭に看取さるべし。此事實は本島に於て各種の岩石が必ずしも一般にみる晶出順序通りに主要造岩礦物の沈積を示さざる所以なるべし。(未完)

研 究 短 報 文

石川産 Perthite の化學成分

理 學 士 河 野 義 禮

福島縣石川産 Perthite の化學成分に就きては、大正9年瀬戸學士が地質學雜誌第27卷第325號に發表せられたるもの最も精密にして、余等學術上の好資料となり、該礦物研究上に裨益せる所尠からざりしは周知の事實なり。然るに最近可兒學士は合成による2成分系 $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8$ の粘度測定に伴ひ、更に天然の石川産 Perthite の粘度をも測定して互に比較せり。

瀬戸學士の化學分析に従へば、其化學式を重量百分比に算出する時は $65.0 \text{ Or} \cdot 32.5 \text{ Ab} \cdot 2.5 \text{ An}$ なるを以て、この化學成分上の見地よりのみすれば其粘度は合成の $60 \text{ Or} \cdot 40 \text{ Ab}$ に對するものに近く、且つ稍々大なる値を與ふべきを想像する所なり。然るに實驗の結果はこの豫想と反して、其値は

1) 坪井誠太郎、地質學雜誌、第35卷、236頁。

80 Or・20 Ab の粘度よりも稍々大なり。且つ石川産 Perthite の玻璃の屈折率は 1.4875 にしてこの値は 80 Or・20 Ab の玻璃の値 1.4874 と實際上同一にして、60 Or・40 Ab の玻璃の値 1.4880 と異なれり。故にこゝに起る問題は先づ第一に粘度測定上に誤差の起れるにあらざるかに在り。勿論可兒學士もこの疑を以て測定を繰返したるも前同様の結果を得たりと言ふ。次に起る問題は Perthite は假令同一地方に産するも其産出の岩脈により多少成分を異にするにあらざるか、或は微粒の SiO_2 如き劈開面其他の裂隙に不純物として潜入するにあらざるか、然りとせば前に瀬戸學士の分析せる資料と可兒學士の粘度を測定せる資料とは化學成分を異にする場合なきにあらざるなり。故に可兒學士の粘度測定を行へる資料の再化學分析を行ふ必要あり。以上の見地より神津教授は今回の實驗を余に行はしめられたり。實驗の資料は可兒學士の粘度を測定せる同一資料なり。化學分析の結果は表に示すが如く、比較のため瀬戸學士の結果も該表に並記せり。

	1	2
SiO_2	64.76	65.44
Al_2O_3	19.15	19.55
Fe_2O_3	0.10	0.05
MgO	0.12
CaO	0.21	0.49
Na_2O	3.72	3.77
K_2O	10.79	10.78
H_2O_+	0.41	0.18
H_2O_-	0.35
Total	99.49	100.38

1. 昭和 10 年 河野分析

2. 大正 9 年 瀬戸分析

表に見るが如く分析の結果は瀬戸學士の

結果と實驗誤差の範圍内に於て全く一致す

其化學式は重量百分比にて 66.3 Or・32.6 Ab

1.1 An, 分子百分比で $\text{Or}_{65.0} \cdot \text{Ab}_{33.9} \cdot \text{An}_{1.1}$ と

算出せらる。

故に可兒學士測定の粘度に於て、天然

Perthite と化學合成の相當成分のものとの

間に見らるゝ差異は上記 Perthite の化學成

分以外の條件に歸せざるべからざるなり。

擱筆するに當り神津教授の御指導を深謝す。

稷田洞産霞石中の淡綠色磷灰石

理 學 士 大 森 啓 一

今春京城に於て開催せられたる岩石礦物礦床學會總會に出席の序を以て可兒學士は朝鮮北地を巡檢せられ、咸鏡北道吉州郡長白面稷田洞に於ては霞石を多量に採集せられ、且その中に包裹物として綠色の細柱狀礦物を認められ、これが鑑定を神津教授に依頼せられたり。余は同教授指導の下に其光學性質と化學性質を検し、磷灰石なりと鑑定せり。猶詳細の試験を行ふを得ば、一層精密なる性質を知るを得べきも、資料に乏しきを以て、以下に記する實驗を行ひ得たるのみなり。

磷灰石の霞石中に於ける存在狀態 本産地の霞石の新鮮の部分は、玻璃質なれども油光澤を呈し淡灰色なり。其劈開面に沿ひて太さ約3~5 μ 、長さ60 μ に達する細柱狀の著しき淡綠色礦物存在し、其形狀と色より速斷すれば恰も綠柱石を想はしむ。然れども硬度は約5にして綠柱石の7.5乃至8に比すれば遙かに低く、綠柱石を以て容易に傷付くるを得たり。劈開面は柱狀の伸びの方向に垂直に發達するも完全ならずして、後述の光學性質より明かなるが如く、この劈開面は大略底面に平行即ちc軸に垂直なり。透明度は半透明にして、條痕は白色なり。結晶形は明瞭ならず。

光學性質 この結晶より、伸びの方向と劈開面とを基にして、二枚の薄片を作成せり。即ち劈開面に平行なるもの(底面に相當す)及び之に垂直なるもの(柱面に相當す)なり。前者の薄片の作成に際し、その表面は劈開の爲に剝離し易き傾向ありたり。

(1) 底面に於ける觀察 不完全なる外形を呈し、霞石に而したる部分の輪廓は少々丸味を帶ぶ。無色透明にして多色性なく、包裹物を含まず。

一軸性負號の干涉圈を示す。又光學異常を呈する部分あり。

(2) 柱面に於ける觀察 無色透明にして、劈開の痕跡は結晶の伸びの方向(c軸の方向)に直角に現れたり。包裹物を含まず。屈折率はカナダバルサムより高し。消光は直消光、光學的彈性軸の方向はXはc軸に平行、Zはc軸に直角にして、複屈折低し。干涉圈は光軸に平行なる面に見らるる干涉圈に相當するものを表す。

屈折率 屈折率はKleinの全反射屈折計を用ゐて測定せり。資料より燐灰石を充分に含有する部分を選び、約1立方厘の小片を切斷し、燐灰石の柱面に平行なる平面を作り、この表面を鏡の如く美麗に琢磨せり。次に之に作ひたる霞石の表面を鍍紙を以て磨滅し、燐灰石の表面のみより光が反射するが如くせり。之を沃度メチレンを以て全反射屈折計の半球硝子の上にのせ、食鹽焔に依りて全反射の臨界角を示す像を観察せり。この燐灰石の面の大きさは約11耗×5耗にして、光を充分良く反射し、全反射屈折計の望遠鏡の視野中に像を生ぜしめたり。この像は比較的明瞭に表れたり。半球硝子を360°廻轉し、その間に於ける像の位置の變化狀態を測定し、屈折率の ω 及び ε に相當する臨界角 φ の値として

$$\varphi_{\omega} = 65^{\circ} 33'$$

$$\varphi_{\varepsilon} = 65^{\circ} 26'$$

を得たり。礦物の屈折率 n 、半球硝子の屈折率 N ($N=1.7977$)及び臨界角 φ の間に、

$$n = N \times \sin \varphi$$

なる關係あるを以て、之よりこの燐灰石の屈折率として、

$$\omega_D = 1.6365$$

$$\varepsilon_D = 1.6337$$

$$\therefore \varepsilon - \omega = -0.0028$$

を得たり。

この結果を神津教授¹⁾の足尾産燐灰石の美晶に就て測定せられたる値

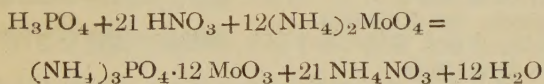
$$\omega = 1.6333$$

$$\varepsilon = 1.6314$$

と比較するに、近似すれども其値少々大なり。又立倉産鹽素弗素燐灰石に就て、吉本文平博士の測定せる $\omega = 1.6579$, $\varepsilon = 1.6520$ 及び $\omega = 1.6596$, $\varepsilon = 1.6544$ 並に上田潤一學士の測定せる $\omega = 1.657$, $\varepsilon = 1.651$ に比するに遙かに小なり。

化學性質 燐灰石の化學成分は、一般に弗素燐灰石と鹽素燐灰石とが固溶體を形成するを以て $\text{Ca}(\text{F}, \text{Cl})_2 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{CaO}$ にて表し得。顯微鏡下にて化學的に、燐灰石中の燐酸を検出するに次の方法あり。

燐灰石の小片又は小粒を硝子板に載せ、之に硝酸を滴加して顯微鏡下に觀察するに、氣泡を發生しつゝ溶解す。次に之にモリブデン酸アムモニウム溶液を加ふるに(加熱すれば更に可なり)、燐モリブデン酸アムモニウムの黃色結晶性粉末を生ず。この反應は



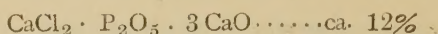
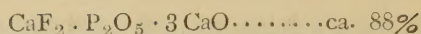
にして、極めて鋭敏なるを以て屢々用ゐらるるところなり。

本資料に就て、この反應を觀察するに燐モリブデン酸アムモニウムを生じ、明かに燐酸の存在を認めたり。

燐灰石の屈折率 ω は含有せらるる鹽素の量の増加に比例して、直線的に變化し高くなることは、既に Nacken²⁾ の述べたところにして、屈折率と化學成分の關係を表したる圖より、この燐灰石の化學成分を推定するに、

1) 神津俣祐, 上田潤一, 岩石礦物礦床學, 7, 153~160, 昭和7年。

2) Nacken, R.: Clb. f. M. G. P., 1912, 545~559.



して、弗素に富みたる燐灰石と言ひ得べし。

終に臨み、終始御懇篤なる御指導を賜りたる神津教授に謹みて深く感謝の意を表す。

本實驗終了後本礦物の粉末法によるX線實驗を行へたるに燐灰石なるの確證を得たれば茲に追記す(神津)

會 報

臨時編輯變更の件 最近斯學の發展に伴ひ、本誌に御投稿の研究報文多きを加へたるは、學界の爲め欣快に耐えざる所にして、本誌は隨時所定の頁數を超過してその編輯に努めたるも、猶ほ掲載の遷延したる場合あり、投稿諸賢の芳志に背くこと大なるを恐る。仍て先般特に編輯會議の結果、本號に限り臨時抄録欄を省略し、且つ頁數を特別に増加し、研究報文の所載を急ぐこととせり。今後も事情の許す限り、御投稿の編輯を急ぎて芳志に背かざるを努むべきを以て、萬一遷延の場合も悪しからず御諒承ありたし(係)。

顧問推薦の件 去る11月臨時役員會に際し、中尾謹次郎、藤村幸一、禰田連の三氏を本會顧問に追加推薦、何れも御承諾を辱うせり。

本 會 役 員

會 長 神 津 淑 祐

幹事兼編輯

渡邊萬次郎

高橋 純一

坪井誠太郎

鈴木 醇

伊藤 貞市

庶務主任

瀬戸 國勝

會計主任

高根 勝利

圖書主任

八木 次男

本 會 顧 問 (五十願)

伊木 常誠

石原 富松

上床 國夫

小川 琢治

大井上義近

大村 一藏

片山 量平

金原 信泰

加藤 武夫

木下 龜城

木村 六郎

佐川榮次郎

佐々木敏綱

杉本五十鈴

竹内 維彦

立岩 巖

田中館秀三

德永 重康

中尾謹次郎

中村新太郎

野田勢次郎

原田 準平

福田 連

藤村 幸一

福富 忠男

保科 正昭

本間不二男

松本 唯一

松山 基範

松原 厚

井上禧之助

山口 孝三

山田 光雄

山根 新次

本誌抄録欄擔任者 (五十願)

大森 啓一

河野 義禮

鈴木廉三九

瀬戸 國勝

高橋 純一

竹内 常彦

高根 勝利

鶴見志津夫

中野 長俊

根本 忠寛

待場 勇

八木 次男

吉木 文平

渡邊萬次郎

渡邊 新六

昭和十年十二月廿五日印刷

昭和十一年一月 一 日發行

編輯兼發行者

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本岩石礦物礦床學會

右代表者 河 野 義 禮

印 刷 者

仙臺市教樂院丁六番地

鈴 木 杏 策

印 刷 所

仙臺市教樂院丁六番地

東北印刷株式會社

電話 287番・860番

入 會 申 込 所

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本岩石礦物礦床學會

會 費 發 送 先

右 會 内 高 根 勝 利

(振替仙臺 8825番)

本 會 會 費

半ヶ年分 參圓 (前納)

一ヶ年分 六圓

賣 捌 所

仙臺市國分町

丸善株式會社仙臺支店

(振替仙臺 15番)

東京市神田區錦三丁目十八番地

東京 堂

(振替東京 270番)

本誌定價(郵稅共) 一部 60錢

半ヶ年分 豫約 3圓 30錢

一ヶ年分 豫約 6圓 50錢

本誌廣告料 普通頁 1頁 20圓

半年以上連載は 4割引

**The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.**

CONTENTS.

Viscosity phenomena of the ternary system : diopside-

albite-anorthite(Second Report)K. Kani, *R. S.*

A method of the curve-drawing indicating the chemical

change in the zonal plagioclase and its few examples....

.....F. Homma, *R. S.*

On the garnet from Mitsu-ishi, Hitaka Province(2)T. Yoshimura, *R. S.*

Magmatic differentiation of igneous rocks in the Island

of Shika, Chikuzen Province(3)Sh. Jizaimaru, *R. S.*, *K. S.*

Short articles :

Chemical composition of perthite from Ishikawa, Japan...Y. Kawano, *R. S.*

Pale green apatite enclosed in nepheline from

Shokuden-dô, Korea.....K. Ohmori, *K. S.*

Notes and News.

Published monthly by the Association, in the Institute of
Mineralogy, Petrology, Economic Geology,
Tôhoku Imperial University, Sendai, Japan.